Министерство образования и науки Российской Федерации
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова
ФГБУН «Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН»
НОЦ «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки»



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы
всероссийской научно-практической конференции

6-8 апреля 2016 г.

Якутск
2016

УДК 55(063)(571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)
Г36

Ответственный редактор
Л.И. Полуфунтикова

Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-20090/16) и частичном финансировании Всероссийского минералогического общества. Якутское отделение.

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6-8 апреля 2016 г. / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. – 716 с.
ISBN978-5-7513-2241-0

УДК 55(063)(571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

© Северо-Восточный федеральный университет, 2016
ISBN978-5-7513-2241-0 © ИГАБМ СО РАН, 2016

СОДЕРЖАНИЕ

Секция Геология и минералогия месторождений благородных металлов

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е.
Металлогения и прогнозная оценка минерально-сырьевого потенциала дальневосточных морей России…… 16

Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П.
RB-SR изотопная систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия)..... 19

Анисимова Г.С., Стручков К.К.
Рудная минерализация в отложениях южной части Уринского антиклинория..... 23

Артемьев Д.С.
Золоторудная минерализация и гидротермально-метасоматические образования Майского рудного поля (Центральная Чукотка)……. 27

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю.
Изотопно-флюидные условия формирования золото-висмутовых месторождений северо-востока России……... 30

Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В.
Критерии формирования крупных благороднометалльных месторождений северо-востока России……... 34

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.
Индикаторные признаки россыпного золота как критерий прогнозирования различных типов золотоносных рудопроявлений (на примере Анабарского района)……... 41

Глушкова Е.Г., Никифорова З.С.
Индикаторные признаки россыпного золота юго-востока Сибирской платформы……..... 44

Давыденко Д.Б., Клещенков А.В., Парада С.Г.
О возможности применения газогеохимической съемки для выявления погребенных золоторудных объектов на примере Керчикского месторождения (Восточный Донбасс)…… 48

Дарда Р.Р.
Вещественный состав руд месторождения Невенрекан……... 53

Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А.
Сравнительная характеристика монацитов из россыпепроявлений и магматических образований Тыркандинского рудного района……... 56

Каженкина А.Г., Никифорова З.С.
Определение типов коренных источников по индикаторным признакам россыпного золота (Лено-Вилюйское междуречье)……..... 60

Калько И.А., Николаев Ю.Н., Охапкина Е.Ю., Кривицкая Н.Н., Прокофьев В.Ю.
Новый перспективный серебряный объект Чукотки: минералогия, условия формирования, геохимические особенности…….. 63

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Сухоруков В.П., Гладков А.С.
О характере взаимоотношений золотосодержащих медно-скарновых руд и Au-Bi-Te минерализации (на примере рудного поля Райгородок, Северный Казахстан)……... 66
Козлов Д.С.
Золотоносность Ломамского района…… 70
Козлова О.В., Гильманова Г.З.
Статистический анализ распределения рудных объектов юга Дальнего Востока…….. …… 73
Кондратьева Л.А., Емельянова Н.Н.
Типоморфизм жильных карбонатов золоторудного месторождения Задержнинское……... 78
Костин А.В., Саввинова Л.А.
Тирях-Юряхская перспективная площадь – новый потенциальный Fe-оксидный-Au-Cu (IOCG) проект с нуля……... 81
Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Пальянова Г.А.
Ртутистое самородное серебро месторождения Роговик (северо-восток России)…… 85
Кривошапкин И.И.
Текстуры и вещественный состав руд медного проявления Джалкан (Сетте-Дабан, Якутия)…….. 90
Кукушкин К.А.
Золотоносность Олдонгсинской грабен-синклинали…… 94
Литвиненко И.С.
Остаточно-элювиальный тип россыпей золота в Центрально-Колымских золотоносных районах……... 96
Литвиненко И.С., Шилина Л.А.
Шлихогеохимическая специализация россыпных месторождений Нижне-Мякитского россыпного поля (северо-восток России) как индикатор формационной принадлежности их коренных источников…….. 100
Лыткин В.М., Галанин А.А.
Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята…….. 105
Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.Ю., Цветнов А.В.
Первые находки серебра в породах Рыбинского водохранилища……... 106
Макаров В.Н.
Геохимические ореолы золоторудных месторождений Якутии……..... 110
Мансуров Р.Х.
Возможности новых методических приемов применения традиционных методов при поисках крупнообъемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах……..... 113
Машуков А.В., Машукова А.Е.
Сравнение разновидностей кубанитовой руды по магнитным свойствам и составу……... 117
Мовланов Ж.Ж., Пирназаров М.М.
К вопросу комплексирования космоструктурных и геохимических методов поисков при прогнозировании оруденения на закрытых территориях…… 121

Мовланов Ж.Ж., Пирназаров М.М., Седельников Л.В.
"Черные сланцы" и прогнозирование золота в горах Каратау (Западный Узбекистан) с применением дистанционных методов…….. 125
Молчанов А.В., Шатов В.В., Терехов А.В.
Металлогения золота Алданского щита…….. 127
Молчанов В.П.
Благородные металлы техногенных образований буроугольных месторождений юга Дальнего Востока……... 131
Мустафин С.К.
Комплексные золотоносные россыпи Южного Урала: геология и состав минерального сырья……..... 134
Мустафин С.К.
Потенциал золотого оруденения карлин–типа стран ШОС…….. 138
Никифорова З.С.
Перспективы россыпной и рудной золотоносности (восток Сибирской платформы)…… 142
Никифорова З.С., Глушкова Е.Г., Герасимов Б.Б., Каженкина А.Г.
Индикаторные признаки россыпного золота как показатель рудогенеза…… 147
Округин А.В.
Минералого-геохимические особенности хромдиопсидитов Инаглинского массива и их магматогенный генезис……... 151
Парада С.Г.
Изменения структуры графитистого вещества при метаморфизме черносланцевых толщ Амуро-Охотской золотоносной провинции……..... 156
Пилипенко Г.Н., Верчеба А.А.
Перспективы развития Центрально–Алданского промышленного района Республики Саха (Якутия)……... 160
Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю.
Сульфидная минерализация в углеродистых породах верхнего карбона Южного Верхоянья…… 164
Пуляев Н.А.
Связь проявлений редких металлов с карбонатитами Алдано-Станового щита..... 168
Пуляев Н.А.
Металлогеническая специализация сложно дислоцированных комплексов Сутамского блока Алдано-Станового щита…… 171
Сенкевич В.С.
Выявление перспективных участков на золото, для проведения поисковых работ, в пределах линии проектного геолого-геофизического профиля 1-СБ 175
Скрябин А.И.
Пробность самородного золота как критерий связи оруденения с гранитоидами на примере Куларского золотоносного района…….. 178
Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И.
Геолого-структурная модель месторождения Базовское…… 181
Фридовский В.Ю., Серкебаева Е.С.
Тектониты и прожилково-вкрапленная минерализация месторождения Бадран (северо-восток России)…… 184

Ханчук А.И., Молчанов В.П., Сун Ф.
Формы нахождения благородных металлов в графитоносных породах месторождения Люмао (Китай)…… 187
Холиков А.Б.
Актуальность изучения металлов платиновой группы в Республике Узбекистан..... 190

Секция Геодинамика становления и эволюция литосферы Северо-Азиатского кратона

Алтухова З.А.
Кимберлитовая брекчия трубки Дабан (Якутское поднятие)……..... 192
Алтухова З.А.
Кимберлитовая брекчия трубки Апрельская (Якутское поднятие)…….. 194
Афанасьев В.П.
Докембрийская алмазоносность сибирской платформы: коренные и россыпные признаки…….. 196
Бескрованов В.В., Чепижный К.И.
Использование гомологических идей в кристаллографии алмаза…… 200
Бескрованов В.В., Чепижный К.И.
К вопросу о природе волокнистой структуры кубических кристаллов природного алмаза……..... 204
Граханов С.А., Егоров К.Н.
Россыпи алмазов и кимберлиты бассейна р. Рузвельта (штат Рондония, Бразилия)…… 207
Дарьин А.В., Толстов А.В., Дарьин Ф.А., Ракшун Я.В., Сороколетов Д.А.
Многоэлементный анализ пород Уджинского поднятия методом сканирующего РФА на пучках синхротронного излучения…….. 212
Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Толстов А.В., Щербов Б.Л.
Радиоактивные элементы (U, Th, K) в породах и рудах Томторского массива (Арктическая Сибирь)……..... 214
Заякина Н.В., Олейников О.Б., Костин А.В.
Находка редкого пироксена эссенеита в Якутии……..... 219
Зедгенизов Д.А., Рубатто Д., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Шацкий В.С.
Контрастные коровые протолиты эклогитовых алмазов северо-восточной части Сибирской платформы…… 221
Зинчук Н.Н.
О продуктивности кимберлитов разных фаз внедрения…… 225
Зинчук Н.Н.
О рифтогенном контроле кимберлитового магматизма…… 230
Лазарева Е.В., Прокопьев А.В., Карманов Н.С., Сергеенко А.И., Жмодик С.М.
Тёмный монацит (куларит) из россыпей Куларского кряжа (Арктическая Сибирь, Россия) – состав, оценки возраста…… 236

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Карманов Н.С., Толстов А.В., Узюнкоян А.А., Москвин Н.А.
Особенности распределения Ce, La, Nd в фосфатах REE богатых руд месторождения Томтор (участки: Южный, Северный, Буранный)…….. 240
Молотков А.Е., Павлушин А.Д., Пироговская К.Л.
Позиционирование минеральных включений вонтогенических областях кристаллов природного алмаза из месторождения (трубки) Имени 23 партсъезда методом совмещении оптических и электронно-микроскопических изображений……..... 244
Опарин Н.А., Олейников О.Б., Попов В.И.
Особенности состава цирконий содержащих минералов из кимберлитовых пород трубки Манчары Хомпу-Майского поля…….. 247
Опарин Н.А., Мишнин В.М., Андреев А.П., Олейников О.Б., Бабушкина С.А., Заякина Н.В.
Особенности состава кимберлитовых пород трубок Дабан и Апрельская… 251
Павлушин А.Д., Граханов С.А., Олейников О.Б., Новгородов А.Н.
Первая находка алмазов III разновидности в карнийских туфах Булкурской антиклинали…… 255
Пак Н.Л.
Морфология, морфометрия и морфогенез раннемеловых карстов Эбеляхской алмазоносной
площади……. 258
Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Томшин М.Д., Васильев Д.А.
Среднепалеозойский этап основного магматизма и эволюция Вилюйского палеорифта…….. 262
Рылов Д.А., Толстов А.В.
Закономерности строения и состава гипергенного комплекса Северного и Южного участков Томторского рудного поля…… 265
Слепцов А.П., Толстов А.В., Баранов Л.Н.
Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля……..... 271
Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., ГрахановаС.А., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Бульбак Т.А., Костровицкий С.И., Яковлев Д., Федорова Е.Н., Анастасенко Г.Ф., Николенко Е.И., Толстов А.В., Реутский В.Н.
Перспективы поисков алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы…… 276
Толстов А.В., Лапин А.В.
Эволюция состава редких земель при гипергенезе карбонатитов…… 280
Томшин М.Д., Копылова А.Г.
Петролого-геохимические особенности Нижне-Томбинских траппов……... 285
Угапьева С.С., Павлушин А.Д.
Влияние кристаллообразующей среды - элементов строения октаэдрического кристалла алмаза на ложную симметрию и формы включений минералов……..... 288
Шкодзинский В.С.
Особенности эволюции Земли в раннем докембрии…… 292

Шкодзинский В.С.
Происхождение главных разновидностей алмаза в кимберлитах…… 295

Секция Региональная геология и нефтегазоносность

Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Использование хонгурина в экологии нефтегазового комплекса……..... 300
Алексеев Н.Н., Аржаков Н.А., Ситников В.С., Слепцова М.И.
Поисково-разведочные работы на нефть и газ в Якутии (история, состояние, перспективы)…….. 304
Баранов В.В.
Бореальная палеобиогеографическая надобласть в пржидольском веке позднего силура…… 307
Баранов В.В., Блоджетт Р.Б.
Биогеография живетских (средний девон) стрингоцефалид (brachiopoda)… 311
Боескоров Г.Г., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н.
Корреляция разрезов плейстоцена в правобережье Средней Лены (Центральная Якутия)……..... 314
Васильев Д.А., Прокопьев А.В.
Направления осей палеонапряжений при формировании фронтальных тектонических структур Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса…… 319
Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.
Формирование поверхностных углеводородных полей техногенного генезиса на территориях объектов нефтегазового комплекса…… 321
Гриненко В.С., Прокопьев А.В.
Черносланцевые геогенерации — новый пролонгирующий фактор методики поисков объектов благородной металлоносности в верхоянском терригенном комплексе…… 325
Гриненко В.С., Девятов В.П., Князев В.Г.
Эволюция зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно-Колымская складчатая область» в рэтское–волжское время и стадии её активизации… 328
Гриненко В.С., Мишнин В.М., Девятов В.П., Князев В.Г., Горячева А.А.
Линейные формы сквозного размещения (древняя платформа – подвижное обрамление) промышленных скоплений концентрированных углеводородов: проблемы их оконтуривания и стратиграфической диагностики ……..……. 332
Житова Л.М., Гора М.П., Комарских Ю.С.
Включения расплава с силикат-силикатной несмесимостью в самородном железе интрузии Хунгтукун, Полярная Сибирь……..…… 335
Житова Л.М., Гора М.П., Шевко А.Я.
Особенности состава хромшпинелидов из верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1…… 339
Зайцев А.И., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю.
Р-Т-условия формирования Дузуньинского гранитоидного массива (Восточная Якутия)…….. 343

Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С.
Нафтиды нижнедевонских отложений Селенняхского поднятия (северо-восток Якутии)……... 346
Иванов А.И., Бикбаева Е.Е., Кравченко А.А., Прокопьев И.Р.
Типоморфизм биотитов магматических пород Джелтулинского массива… 349
Иванов Н.Н.
Петроструктурные следствия тектонического течения пород минорской зоны смятия……. 353
Калинин А.И.
Результаты использования геохимического опробования при поисках нефти и газа с применением полевого экспрессного хроматогрофа «Эхо-В-Фид»…….. 357
Калинин А.И.
Результаты и интерпретация геохимических исследований в юго-западной части Хапчагайского поднятия……..... 360
Кислов Е.В.
Минерально-сырьевая база нефрита в Бурятии: современное состояние и перспективы развития……..... 362
Кислов Е.В., Худякова Л.И., Войлошников О.В.
Ультраосновные и основные породы: пути использования для производства новых строительных материалов…… 367
Козлова А.В.
Петрографический состав углей Тиксинского района (Республика Саха (Якутия))…... 371
Колосов П.Н.
Стегозавры и другие динозавры Якутии…… 373
Кононов В.В.
Особенности состава и строения торфяных месторождений Камчатского края, возможности комплексного использования торфяных ресурсов…… 377
Костин А.В., Гриненко В.С., Трунилина В.А., Шибаев С.В., Кривошапкин И.И.
Тюгенинское вулканическое поле – новый геологический объект востока Сибирской платформы…… 380
Кравченко А.А., Березкин В.И., Тимофеев В.Ф.
Петрохимия кристаллических сланцев Тыркандинской зоны тектонического меланжа Алдано-Станового щита…… 384
Кузнецова О.А.
Основные направления эволюции формы раковины и скульптуры представителей подсемейства Harpoceratinae……..... 388
Округин А.В.
Физико-химические аспекты термодиффузионно-конвективно-кумуляционной модели расслоения магматического расплава……... 392
Орлов Ю.С., Роев С.П., Трунилина В.А.
Петрографо-минералогические особенности даек Джахтардахского вулканогенного поля……. 396
Павлов А.Г., Пак Н.Л.
Условие формирования земной коры в архее…… 400

Павлова К.А.
Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Анабарской антеклизы…… 403
Парфенова Т.М.
Предпосылки нефтеносности куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия на Сибирской платформе…… 407
Песков А.Ю., Диденко А.Н., Гурьянов В.А.
Палеомагнитные и петромагнитные исследования мафит-ультрамафитов Кун-Маньёнского рудного поля (юго-восток Алдано-Станового щита) ..… 410
Петров Д. М.
Верхнечимидикээнское нефтепроявление – реликт межмерзлотного водоносного горизонта…… 413
Попов Н.В., Тимофеев В.Ф., Берёзкин В.И.
Дифференцированные метагабброиды Мегюскянского района Суннагинского блока (северо-восточная часть Алдано-Станового щита) 417
Прокопьев А.В., Торо Х.
Реконструкция источников сноса триас-юрских осадочных бассейнов западной части Верхояно-Колымской складчатой области…… 420
Рожин С.С.
Тектонические структуры Нохтуйского учебного полигона…… 422
Рябинкин С.В.
Некоторые замечания о параметрах среднеметаморфизованных гумусовых углей…..... 427
Сивцев А.И., Александров А.Р.
Глубины залегания и распределение толщин малгинской свиты в Алдано-Майской впадине……...…… 429
Сивцев А.И., Александров А.Р.
Нетрадиционный резервуар нефти в континентальных отложениях Вилюйской синеклизы……... 433
Ситников В.С.
О связи внутриплитных проявлений тектогенеза, магматизма и нефтегазонакопления с разломами типа сдвига……. 437
Ситников В.С., Павлова К.А.
Новые представления о тектонике и перспективах нефтегазоносности области сочленения непско-ботуобинской и анабарской антеклиз…… 440
Третьяков М.Ф., Третьякова О.Г., Fernandes R.M.S.
Проблемы применения методов спутниковой геодезии для изучения геодинамики и оценки сейсмической опасности территории РС (Я)…… 444
Третьяков Ф.Ф.
О террейнах Верхоянского складчато-надвигового пояса……..... 447
Трунилина В.А., Иванов А.И., Роев С.П.
К петрологии микроклин-альбитовых гранитов Кестерского месторождения..... 451
Трунилина В.А., Роев С.П.
Петро- и геохимические особенности даек Джахтардахского рудно-магматического узла и связь с ними оруденения ……..... 456

Чалая О.Н., Каширцев В.А., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С.
Геохимия терригенного органического вещества и нефтей верхнепалеозойских отложений Вилюйской синеклизы……... 460

Секция Гидрогеология, мерзлотоведение и геоэкология

Андреева В.В., Черепанова А.М., Торговкин Н.В.
Криолитологические строение отложений ледового комплекса Нижнеколымской низменности…… 465
Большиянов Д.Ю., Тиде Й., Савельева Л.А., Федоров Г.Б., Жиров А.И., Правкин С.А., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А., Молодьков А.Н., Рыжов Ю.В., Макаров С.А., Лазарева Е.И., Максимов Ф.Е., Шнайдер В., Поморцев О.А.
К изучению этапов развития долины реки Лены…… 469
Васильев М.С.
Классификация прозрачности атмосферы над центральной частью Якутии по данным солнечного фотометра……... 472
Васильева О.И.
Гидрогеологические условия бассейна реки Таатта……..... 476
Галанин А.А.
Современные представления о генезисе и возрасте позднечетвертичных покровных отложений Центральной Якутии……..... 479
Данзанова М.В.
Ландшафтная индикация мест формирования криопэгов на территории долины Туймаада (Центральная Якутия)…… 484
Дягилева А.Г.
Влияние геолого-разведочных работ на состояние почвенного покрова территории Томторского редкометального месторождения……... 487
Ксенофонтова М.И., Легостаева Я.Б.
Экологическое состояние водных объектов на участке «Буранный» Томторского редкометального месторождения при ГГР……..... 491
Куть А.А.
Особенности строения песчаных массивов (тукуланов) в пределах области распространения многолетнемерзлых пород, на примере Центральной Якутии..... 495
Люхин А.М.
Всемирный потоп, вечная мерзлота и гибель мамонтов – следствия одной катастрофы……... 498
Мисайлов И.Е., Кириллин А.Р.
Теплофизические свойства основных типов горных пород Кыстыктахской площади на севере Тунгусской синеклизы…….. 502
Мурзин Ю.А.
Геокриологические условия Туостахской впадины……..... 506
Павлова М.Р., Галанин А.А.
Особенности гранулометрического состава позднечетвертичных эолово-криогенных отложений Центральной Якутии…… 509

Павлова Н.А., Данзанова М.В., Ефремов В.С., Иванова Л.Д.
Изучение гидродинамического и гидрохимического режима подземных вод на намывной территории г. Якутска……..... 512
Поморцев О.А.
Флювиальные эпохи голоцена и абсолютная геохронология почв конечных морен Тянь-Шаня, Южного Алтая и Саура…….. 516
Поморцев О.А., Поморцева А.А.
Потепление климата и вековой цикл солнечной активности…… 520
Попов В.Ф.
Геосистемный подход в науках о Земле……..... 523
Самырова А.И.
Инженерно-геокриологические особенности территории арктического инновационного центра в г. Якутске……... 526
Семерня А.А., Гагарин Л.А., Бажин К.И.
Особенности мерзлотно-гидрогеологического строения Бестяхской террасы..... 529
Сивцева Н.Е.
Методы биологической рекультивации применяемые в условиях Крайнего Севера……..... 533
Черепанова А.М.
Кружок «геокриолог» в городской классической гимназии г. Якутска…….. 537
Чжан Т.Р.
Водоохранные зоны водных объектов в Якутии…… 539
Шестакова А.А., Спектор В.Б., Торговкин Я.И., Спектор В.В.
Обобщение данных о криолитозоне на инженерно-геологической карте Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1500000…… 541

Секция Геофизические методы изучения геологической среды

Андрончик В.В., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Диденко А.Н.
Палеомагнитная и петромагнитная характеристики мезозойских осадочных пород силасинской свиты Киселёвско-Маноминского террейна……. 547
Бажин К.И.
Результаты применение электротомографии в комплексе многолетних наблюдений за распространением талика в береговом примыкании плотинына р. Сытыкан…..... 550
Берзин А.Г., Берзин С.А.
О природе и механизме образования залежей УВ в Непско-Ботуобинской НГО Западной Якутии…….. 554
Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.
Земная кора Охотско-Чукотского вулканического пояса вдоль северо-восточного участка опорного геофизического профиля 3-дв…… 559
Коваленко А.И.
Прогнозные золоторудные объекты Дьяхтардахского рудно-россыпного узла в инвестиционных планах развития Усть-Янского района Якутии (Саха)……. 563

Куляндин Г.А., Федорова Л.Л.
Возможность картирования плотика россыпного месторождения золотар. Аллах-Юнь методом георадиолокации…… 570
Кычкин В.А., Соловьев Е.Э.
Строение земной коры центральной части Верхне-Индигирского района по результатам комплексных геолого-геофизических исследований…… 573
Маркин М.Ю., Парада С.Г., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю.
Методика оцифровки данных аналоговой аэромагнитной съемки и переинтерпретации результатов на примере Малкинского серпентинитового массива…….. 578
Мишнин В.М., Бекренев К.А., Андреев А.П.
Тектоно-магматические комплексы Лено-Амгинского междуречья (погеолого-геофизическим данным) со снятым комплексом перекрытия (T_3-J_1)……..... 582
Ним Ю.А.
Электромагнитная импульсная модель технологии поисков и картирования россыпных месторождений криолитозоны……...……..... 587
Ним Ю.А., Романова Л.П., Илларионова М.Г.
Численно-экспериментальные математические модели импульсного электромагнитного поля вертикального и наклонного электропроводящих пластов…… 589
Песков А.Ю., Диденко А.Н., Гурьянов В.А.
Палеомагнитные и петромагнитные исследования мафит-ультрамафитов Кун-Маньёнского рудного поля (юго-восток Алдано-Станового щита)……. 593
Петров А.Ф., Шибаев С.В., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В.
Сейсмотектонические процессы в восточной части Сибирской платформы 596
Прудецкий Н.Д., Соколов К.О.
Методические основы георадиолокационного исследования разрывных нарушений на северной части Оленекского поднятия…… 600
Решетников М.В., Ерёмин В.Н., Мамедов Р.М.
Применение петромагнитного метода исследования почв при поиске и разведке месторождений углеводородов, а также при геоэкологических исследованиях……..... 603
Саввин Д.В., Федорова Л.Л.
Опыт применения георадиолокации при разведке питьевых подземных вод. 607
Шибаев С.В., Козьмин Б.М., Петров А.Ф., Тимиршин К.В.
Сейсмическая активизация в системе хребтов Черского в 2013 году……..... 611

Секция Технология и техника разведки и добычи МПИ

Андросов А.Д., Сивцева А.И.
К вопросу освоения малообъемных кимберлитовых трубок и пути повышения эффективности их отработки……..... 615
Андросов А.Д., Петров А.Н.
Положение минирально-сырьевых ресурсов алмазосодержащих руд за счет отработки труднодоступных запасов месторождений нетрадиционными способами..... 618

Батугина Н.С., Батугин С.А., Гаврилов В.Л.
К вопросу оценки сложноструктурности месторождений…… 623
Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.
О роли цифровых баз данных при оценке угольных месторождений заполярной Якутии……..... 627
Григорьев Б.В., Скрябин Р.М., Кельциев С.С., Кожуров А.В.
Твердосплавный породоразрушающий инструмент комбинированного типа для колонкового бурения с продувкой сжатым воздухом в условиях криолитозоны……..... 631
Егоров И.А.
Совершенствование техники и технологии проходки шурфов буровым способом при разведке россыпных месторождений криолитозоны…… 636
Ефимов Д.Н.
Опыт бурения гидрогеологических скважин в Республике Саха (Якутия)… 640
Иванов А.Г., Бердыев С.С., Атласов Р.А., Николаева М.В.
Комбинированный реагент на основе таллового пека – задачи и пути совершенствования…… 644
Иванов И.И., Федоров Л.Н.
Краткий обзор и анализ способов крепления резцов кольцевых буровых коронок…..... 647
Иванова И.К., Корякина В.В., Семенов М.Е.
Исследование эффективности растворителей парафиновых отложений методом ДСК…… 650
Иудин М.М.
Устойчивость массива горных пород вокруг горноразведочных выработок 654
Калачева Л.П., Федорова А.Ф.
Проблемы использования компримированного природного газа на газозаправочных станциях г. Якутска…… 656
Кельциев С.С., Григорьев Б.В., Скрябин Р.М., Острельдин С.К.
О новой конструкции породоразрушающего инструмента для бурения сплошным забоем мелких технологических скважин……. 659
Килижеков О.К., Толстов А.В.
Новые возможности буровой системы оценки и разведки погребенных россыпей алмазов……..... 662
Леонтьев С.Н., Скрябин Р.М.
О создании универсальных мобильных малогабаритных буровых установок для бурения неглубоких скважин различного назначения в условиях криолитозоны…… 666
Николаева М.В., Бердыев С.С., Атласов Р.А., Иванов А.Г.
Выбор модели силового взаимодействия подземного трубопровода с окружающим грунтом…….. 670
Скрябин Р.М.
О некоторых направлениях инновационного развития современных технологий буровой разведки месторождений полезных ископаемых в условиях криолитозоны..... 674
Тимофеев Н.Г.
О натурных испытаниях опытного образца шнеко-аккумулирующего снаряда..... 677

Федоров В.И., Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.
О качестве углей Надеждинского и Краснореченского месторождений……. 681
Федоров Л.Н., Ермаков С.А.
Повышение эффективности использования съемных алмазно-твердосплавных пластин за счет многократного восстановления их контурного размера…….... 687
Хаузнер М., Бабаева С.Ф.
Инновационные методы подводной разработки наземных месторождений (на примере кимберлитовых месторождений)……. 689
Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л.
О влиянии неизвлекаемых породных прослоев на зольность угля…….. 691
Шиц Е.Ю., Охлопкова А.А., Петухова Е.С., Стручкова Т.С.
Применение микропорошков природных алмазов Якутии в композитах функционального назначения…….....……. 695

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е.
ФГУП «ВНИИОкеангеология им. акад. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург

1. Акватории Дальневосточных морей России (Японское, Охотское, западная часть Берингова) представляют собой уникальный пример современного наследования влияния, с одной стороны, геологических черт строения Азиатского континента и особенностей его металлогении; с другой, самого крупного и древнего из океанов планеты – Тихого.

2. О структурно-геологическом и металлогеническом единстве региона свидетельствуют системы разрывных нарушений, четко фиксирующиеся как на суше, так и в акваториях. Среди них с несомненной определенностью наблюдаются разломы субмеридиональной ориентировки – самые древние, сохраняющие за собой ключевую роль при контроле за мегаструктурами сопредельного континента.

3. Разломы северо-восточного направления отражают геодинамику равнозначного взаимодействия океана и суши, в результате чего произошло оформление переходной зоны – северного звена Западно-Тихоокеанской транзитали. Нарушения этого направления наблюдаются среди древних отложений протерозоя Северо-Восточного Китая и Кореи.

4. Самая молодая – северо-западная система разломов, по-видимому, для региона финальная, фиксирующая стадию зрелого развития всей инфраструктуры дна Дальневосточных морей, Алеутской и Курильской островных дуг, составляющих в целом Алеутско-Курильское звено Западно-Тихоокеанской транзитали.

5. Судя по тому, что северо-западной ориентировке следует Алеутская островная дуга, можно подозревать, что и эта система разломов является унаследованной от более ранних складчатых зон в данном случае другого континента – Северной Америки. Она в какой-то степени наследует продолжение ключевой регмаструктуры этого региона – разлома Денали.

6. На основании сказанного созревает вывод о существовании в литосфере на северо-востоке Азии древней регматической системы, которая предопределяет системность в расположении наблюдаемых ныне дизъюнктивных нарушений, в пределах молодой Алеутско-Курильской транзитали. Он же позволяет

предположить не только прямолинейное наследование схемы расположения древних разрывных нарушений, но и возможность наследования металлогенической специализации от предшествующих эпох рудообразования.

7. По аналогии с сопредельной сушей с системой меридианальных разломов могут быть связаны золотоносная, сереброносная, оловосодержащая и сурьмяная рудоносность. К северо-восточным разломам тяготеет платиноносность. К северо-западным нарушениям может быть приурочена смешанная, а возможно и более разнообразная металлогеническая специализация рудных образований, обусловленная прямым влиянием океана. В нее могут быть включены ртутоносность, островное и глубоководное сульфидное полиметаллическое оруденение; скопление самородное вулканической серы, современных гидротермальных растворов, несущих редкие и рассеянные элементы (Re, Ge, In и др.) и эндогенное тепло, поля распространения газогидратов, которые могут представлять не просто нетрадиционное сырье, а быть индикаторами залегающих на глубине углеводородов [1].

8. Обычная для морских акваторий зональность в распределении полезных ископаемых в случае Дальневосточных морей привела к формированию по всему их периметру продуктивной в отношении россыпей шельфовой зоны. Россыпи Au установлены на шельфе Японского моря, наибольшее их количество выявлено на шельфе Охотского моря; ограниченное количество намечается на западе Берингова моря, в Карагинском заливе. С позиции поисков новых золотоносных россыпных объектов наибольшие перспективы на шельфе, по периметру Охотского моря. Здесь известно 79 проявлений и 7 месторожденийAu. Их можно объединить в обособленный металлогенический таксон – Охотоморский россыпной золотоносный пояс суперрегионального масштаба. С юга к нему примыкает аналогичный, но по масштабу заметно ему уступающий - Япономорский россыпной пояс, специализированный на Au, черные металлы и касситерит. Карагинский интервал россыпной шельфовой зоны, включая одноименный остров, изучен слабо, но в плане перспектив он может оказаться ориентированным на Au, Pt и хромиты.

9. Грандиозный, вполне планетарного масштаба, в пределах Дальневосточных акваторий, вдоль Тихоокеанского берега от мыса Камчатского на севере до о. Хоккайдо на юге прослеживается россыпной Камчатско-Курильский мегапояс распространения черных металлов с Ti, V, Zr, иногда Au.Эта, почти забытая окраинная металлогеническая структура ждет своего часа освоения.

10. В аквальных зонах Дальневосточных морей России заслуживают упоминания фосфориты, бариты, железомарганцевые образования и газогидраты. Основной минерально-сырьевой потенциал аквальных твердых полезных ископаемых сосредоточен в Охотском море. Это уникальный баритовый объект во впадине Дерюгина, сопоставимый по масштабу распространения с крупным наземным месторождением; субмеридианальная зона газогидратоносности на

стыке впадины Дерюгина с островным склоном Сахалина; и, наконец, самые интересные из прогнозируемых рудных объектов: глубоководные полиметаллические сульфиды в тыловодужной Охотоморской зоне, примыкающей с севера к Большой Курильской гряде (рис. 1).

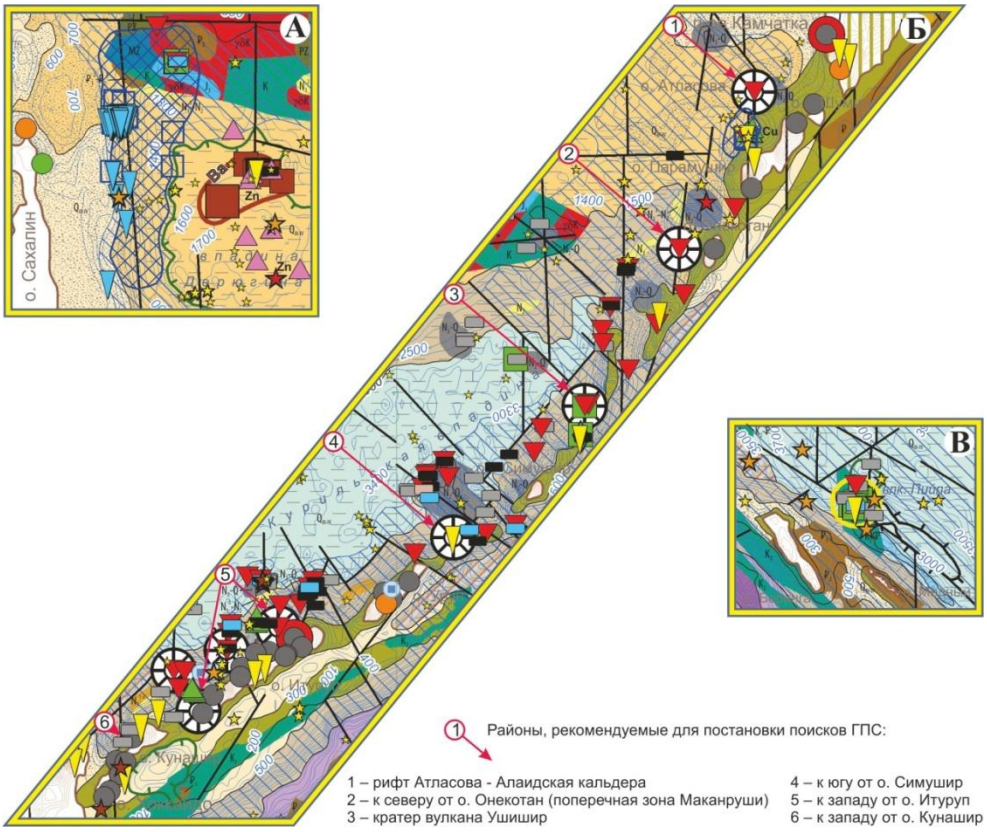


Рис. 1. Перспективные районы Дальневосточных морей: А - впадина Дерюгина (бариты и газогидраты); Б - Охотоморская тыловодужная зона Большой Курильской гряды (глубоководные полиметаллические сульфиды); В - Беринговоморская тыловодужная зона Командор (глубоководные полиметаллические сульфиды).

11. На основе морфоструктурного анализа и комплекса признаков возможного рудообразования в Охотоморской тыловодужной зоне выделяются шесть перспективных участков для поиска скоплений глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС), аналогичных уже выявленным в Западно-Тихоокеанской зоне южнее: рудное поле Джейд, рудное поле Санрайз, к югу от Японских островов, рудный район Пакманус, море Бисмарка; несколько сотен рудопроявлений ГПС в островодужной части Полинезии [2]. Рекомендуемые для

опоискования участки представлены подводными кальдерными вулканами центрального типа, сложенными достаточно пестрым составом вулканических пород. В их числе (с севера на юг): рифт Атласова – Алаидская кальдера, поперечная вулканическая зона Маканруши, вулкан Ушишир, группа подводных вулканических построек к югу от о. Симушир, к западу от о. Итуруп и к западу от о. Кунашир. Основной тектонический контроль за структурными особенностями всех выделенных участков и их разграничением принадлежит самым молодым нарушениям С-З простирания.

В Беринговоморской тыловодужной зоне, где на вулкане Пийпа установлен действующий гидротермальный центр с перспективами формирования глубоководных сульфидных руд, рекомендуется продолжить начатые исследования в полосе между разломами Альфа и Беринга.

12. Таким образом, потенциальная минерально-сырьевая база акваторий Дальневосточных морей разнообразна. Отчасти она предопределена особенностями строения и металлогенической специализацией геологических структур сопредельного континента (россыпи Au, касситерита, черных металлов, возможно Pt и хромитов), отчасти спецификой образования твердых полезных ископаемых в аквальных условиях (фосфориты, бариты, Fe-Mn образования, газогидраты, глубоководные полиметаллические сульфиды). Освоение этого минерально-сырьевого потенциала акваторий Дальневосточных морей может существенно способствовать развитию Дальневосточного Федерального Региона России в плане его экономической самодостаточности.

Литература:

1. Геология и минерагения дальневосточных морей России (твердые полезные ископаемые) / под редакцией Андреева С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 222. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга. 2012. 126 с.+3 вкл.

2. Металлогения гидротермальных сульфидных руд Мирового океана / Научный редактор Андреев С.И. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 224. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2014. 213 с.

RB-SR ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД ВЕРХНЕАМГИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (Ю.ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С.[1], Зайцев А.И.[1], Соколов Е.П.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2] ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», ЦПСЭ, г. Якутск

Верхнеамгинский золотоносный район расположен на юге Республики Саха (Якутия), в 120 км к западу от города Алдана. Он приурочен к северо-западной части Алданского нагорья, в верхнем течение р. Амга с ее правыми притоками Хохой, Хатырхай, Горелый и Хатын.

Район входит в состав Алдано-Становой металлогенической провинции, располагаясь на стыке двух крупных структурных единиц: Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом). На площади работ распространены: архейские кристаллические породы фундамента, венд-нижнекембрийские платформенные отложения терригенно-карбонатного осадочного чехла, юрские континентальные отложения; докембрийские, палеозойские и мезозойские интрузивные образования Нижний структурный ярус (этаж) представлен образованиями кристаллического фундамента, перекрытого венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400-450 м. На отдельных участках в северной части района, на вершинах водоразделов сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений. На площади выделяются магматические и ультраметаморфические образования позднего архея, палеозоя, магматические образования мезозоя. Основной объем магматических проявлений связан с платформенным этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. Большая часть субщелочных-щелочных интрузий локализуется по периферии Ямалахского горста, почти непрерывно его обрамляя. С крупными интрузиями связаны зоны минерализации, окварцевания, скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией. Широко представлены разнообразные гидротермально-метасоматические породы, связанные, главным образом, с мезозойским этапом развития территории.

До последнего времени здесь были известны только россыпные месторождения золота. В 2012-2013 гг. при производстве опережающих геолого-геофизических и геохимических работ в Верхнеамгинском районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента верхнеамгинского гравитационного минимума [1]. При заверке аномалий были установлены неизвестные ранее зоны сульфидизированных пород с промышленными содержаниями золота.

Сиениты, к которым приучена рудная минерализация, представляют щелочноземельную серию, являются высококалиевыми породами (K_2O от 7,10 до 13,98%) и умеренно пералюминиевыми (A/CNK=1,13-1,26) с относительно высокой температурой их формирования – 841-702^{0}C (табл. 1). Метасоматиты также являются высококалиевыми.

Таблица 1

Температуры формирования и глиноземистость сиенитов

№обр	**порода**	**T_{Zr}**	**T_{ap}**	**A/CNK**
5016	Сиенит, измененный	841	728	1.19
5057/1	сиенит	796	702	1.26
5126/2	сиенит	790	762	1.13

Примечание. Температуры рассчитаны по программе [2] термометрам насыщения (T_{Zr} – температура насыщения цирконием, T_{ap} – температура насыщения

апатитом), A/CNK – индекс глиноземистости пород.

Таблица 2

Результаты Rb-Sr изотопного анализа пород Верхнеамгинской площади

№ обр	Порода	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}Rb^{86}/Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_0
5016	Изменённый сиенит	55,3445	50,287	1,0879	0,7165	0.7143
5035/1	кварцевый метасоматит	75,6666	25,373	2,9479	0,7124	0.7065
5057/1	сиенит	85,4424	40,45	2,0880	0,7154	0.7112
5126/1	сиенит	88,3565	10,609	8,2326	0,7246	0.7082
1031	березит	62,0267	2,5383	24,1553	0,7543	0.7062
1095/1	метасоматит по сиениту	88,553	44,947	1,9475	0,7202	0.7163
k-150	березит по гранито-гнейсам	83,0441	1,6443	49,9234	0,8128	0.7135
Rb-Sr изохронный возраст (n=7) 140±7 млн. лет, I_0=0.7109±0.0021						

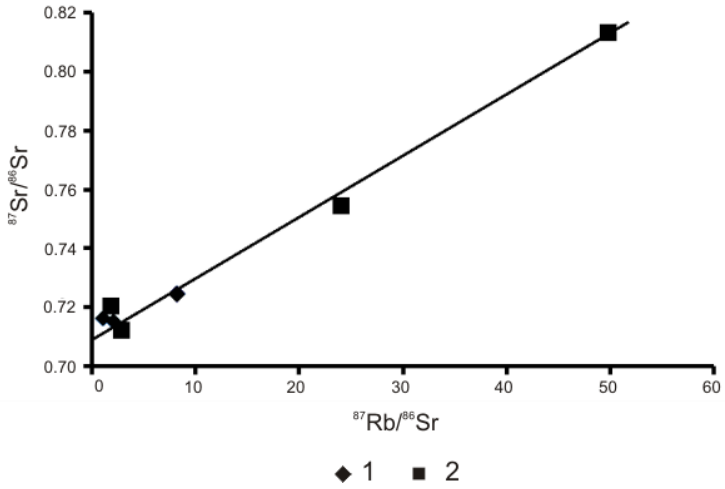


Рис. 1. Rb-Sr изохронная диаграмма для пород Верхнеамгинской площади.
1 – сиениты, 2 – различные метасоматиты

Изученные породы независимо от их состава характеризуются высокими содержаниями рубидия (55,34-88,55 мкг/г) и сильно вариабильными концентрациями стронция (1,64-50,29 мкг/г). Корреляция между этими элементами Rb-Sr системы пород отсуствует (рис. 2).

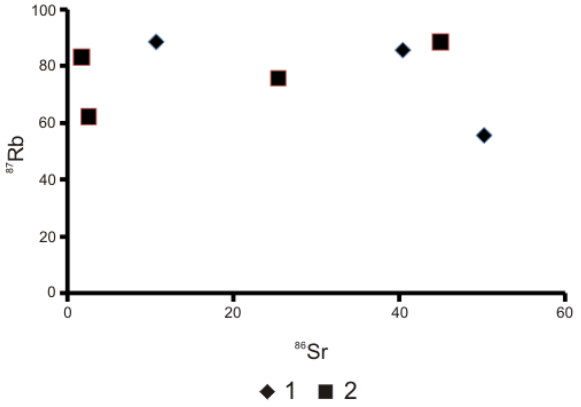


Рис. 2. Соотношение Rb и Sr в породах Верхнеамгинской площади.
1 – сиениты, 2 – различные метасоматиты

Величина $^{87}Rb/^{86}Sr$ в основном зависит от содержания стронция и понижается с его увеличением в породе. На Rb-Sr изохронной диаграмме (рис. 1) все точки изученных пород формируют четкую положительную зависимость ее параметров, с небольшим разбросом точек в нижней части тренда. Рассчитанный Rb-Sr изохронный возраст по всей совокупности данных (n=7) составляет 140±7 млн. лет, с первичным изотопным отношением стронция (I_0) на этот период 0.7109±0.0021. Рассчитанные первичные изотопные составы стронция (I_0) индивидуальных образцов варьируют от 0,7062 до 0,7163 (табл. 1) и указывают на их Sr-изотопную гетерогенность.

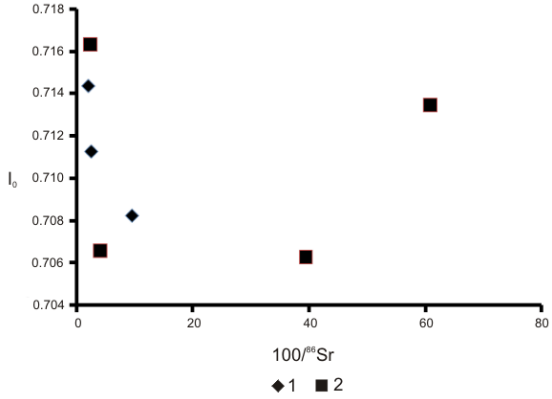


Рис. 3. Зависимость первичного изотопного состава Sr (I_0) от содержания.
1 – сиениты, 2 – различные метасоматиты

Эта изотопная гетерогенность пород вероятно связана с процессами смешивания Sr в них из различных источников при формирования рудно-магматической системы. Как видно на рис. 3 величины первичного изотопного

отношения Sr формируют близкую к параболической зависимость от обратной величины стронция ($100/^{86}Sr$), что позволяет предполагать поступление элемента в породы по крайней мере из двух источников, один из которых был обогащен, а другой обеднен Sr , но оба имели повышенную радиогенную составляющую ^{87}Sr.

Таким образом, впервые установлены параметры Rb-Sr изотопных систем сиенитов и метасоматитов Верхнеамгинской площади. Породы характеризуются широкой вариацией изотопного состава стронция как результат смешения его из двух источников. Получена предварительная оценка возраста пород по данным Rb-Sr метода – 140±7 млн. лет.

Литература:

1. Соколов Е.П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015.С.458-462

2. Yanousek V. Saturian, R-language script for application of accessory mineral saturation models in igneous geochemistry//Geological Carpatica. 2006. Vol. 57. № 2. Pp. 131-142

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Анисимова Г.С.[1], Стручков К.К.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Уринский антиклинорий расположен в зоне сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом и прослеживается в северо-восточном направлении от низовьев р. Бол. Патом в бассейн р. Уры, а в юго-восточном – от низовьев р.Джербы до устья р.Мачи. В пределах южной части антиклинория стратотипические разрезы, представленные обнажениями осадочных пород верхнего рифея, венда и нижнего кембрия на правом берегу р. Лены между устьями ручьев Тербяс и Трехверстный, в 4,5 км выше пос. Нохтуйск, образуют уникальный, хорошо изученный геологический объект, называемый Нохтуйским опорным разрезом [1]. Уникальность разреза заключается в том, что ряд стратиграфических подразделений верхнего рифея, венда и нижнего кембрия здесь обнажен полностью и легко доступен для изучения. Благодаря этому, для выяснения спорных вопросов стратиграфии древних отложений Нохтуйский опорный разрез неоднократно посещали советские, зарубежные и смешанные геологические экскурсии и комиссии.

Магматические образования в пределах Нохтуйского опорного разреза представлены двумя гипабиссальными пластовыми интрузиями долеритов и

габбро-долеритов, залегающими согласно с вмещающими карбонатными породами. Они залегают в основании лимпейской свиты нижнего кембрия и разделены друг от друга 40-метровой пачкой переслаивания темно-серых, серых известняков и желтовато-серых, светло-серых доломитов.

Долериты, слагающие силлы, представляют собой породы зеленовато-серого, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета массивной текстуры. В узких эндоконтактовых зонах структура пород афанитовая, тонкозернистая, а в центральной части силла – среднезернистая, до крупнозернистого. Они состоят из моноклинного пироксена - авгита и основного плагиоклаза - лабрадора. Вторичные минералы представлены зеленовато-бурой роговой обманкой, хлоритом, также встречаются кальцит и гидроксиды железа. Контактово-метасоматическое воздействие долеритов на вмещающие карбонатные породы достаточно интенсивное и выражается в мраморизации и хлоритизации известняков и доломитов. Мощность нижнего силла имеет около 80 метров, а верхнего силла – 70 метров.

Основной базитовый магматизм района связан с активным проявлением средне-палеозойского тектоно-магматического цикла. На смежной территории Ангаро-Ленского прогиба однотипные по геологическому положению силлы долеритов по радиологическим данным охватывают интервал 370-430 млн. лет.

В данном сообщении приводятся результаты выявления уровня концентрации элементов-примесей и присутствия рудной минерализации в породах описываемого разреза. Содержания элементов определены в ИГАБМ СО РАН атомно-абсорбционным и полуколичественным спектральным методами, а также на анализаторе многоканального атомно-эмиссионных спектров (аналитики Санникова А.Е., Коркина С.Ю.). Состав минералов диагностирован на сканирующем электронном микроскопе JEOLJSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD (аналитики Попова С.К., Карпова С.А.). Результаты изучения приводятся ниже (таблица, рис. 1, 2, 3).

Таблица

Средние составы минералов

Ag	Bi	Cu	Fe	Ni	Pb	Zn	Ti	Mn	Zr	Si	Cl	S	O	Сумма
101,1														
		35,11	**30,5**									**34,89**		**100,51**
			43,7	**5,3**								**51,15**		**100,19**
		3,41	**5,04**		**72,9**	**5,7**						**13,18**		**100,24**
	79,9										**12,6**		**7,86**	**100,4**
									48,6	**16,9**			**34,4**	**99,95**
			37,95				**30,5**						**30,9**	**99,35**
			35,05				**24,5**	**7,95**					**31,6**	**99,1**

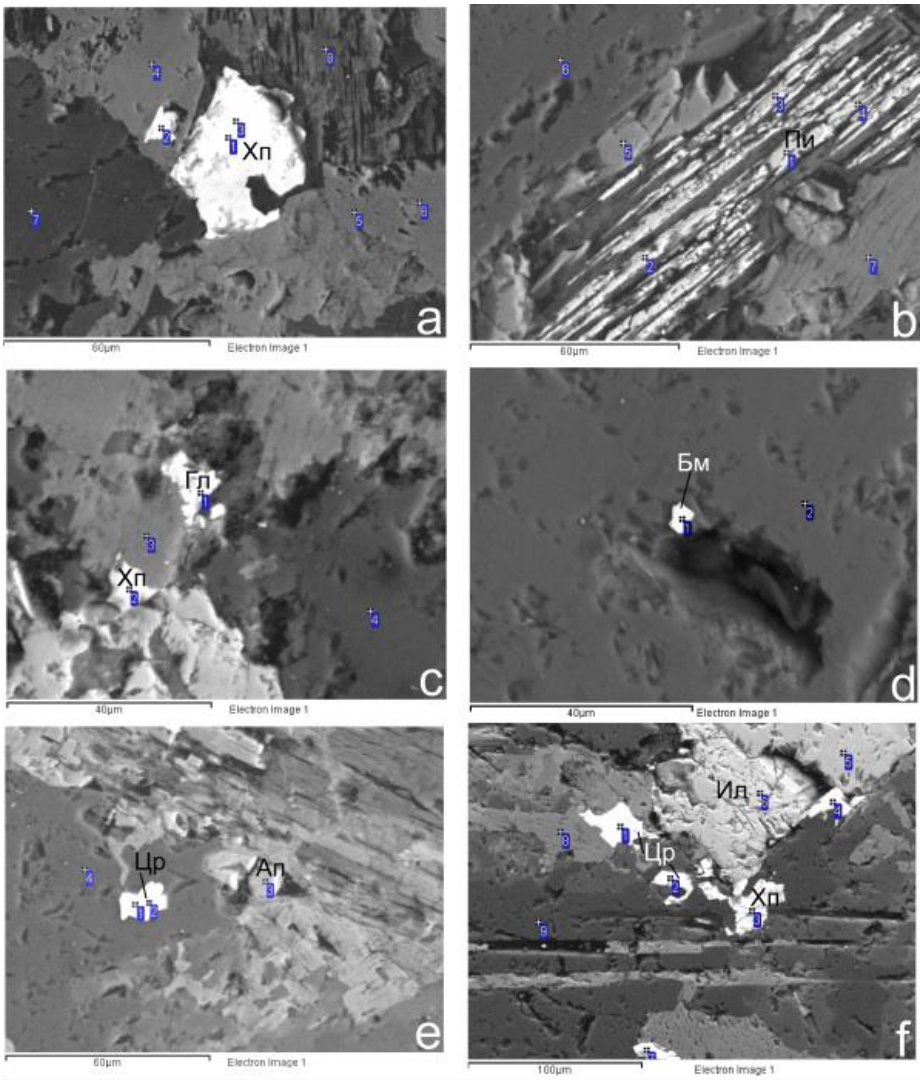


Рис. 1. Включения минералов в доломите: a – халькопирита (Хп), b – Ni-содержащего пирита, c –халькопирита (Хп) и галенита (Гл), d – бисмоклита (Бм), e – циркона (Цр) и апатита (Ап), f – тесного срастания ильменита (Ил), циркона (Цр) и халькопирита (Хп).

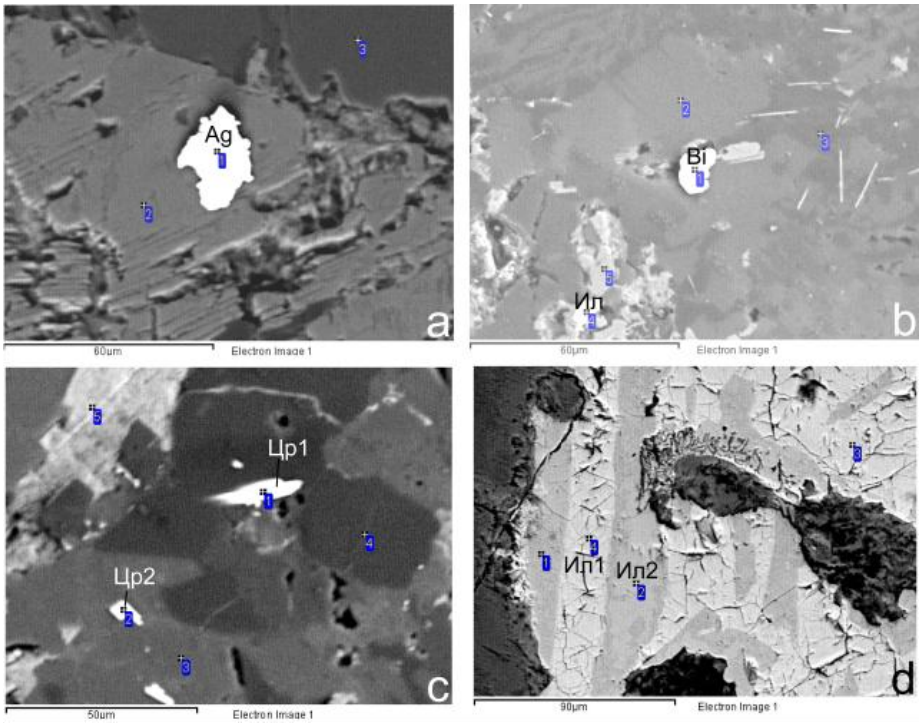


Рис. 2. Включения минералов в долерите: a – самородного серебра (Ag), b – оксида висмута (Bi), c – титанистого (Цр1) и железистого (Цр2) циркона, d – чередование собственно ильменита (Ил1) и марганцовистого ильменита (Ил2).

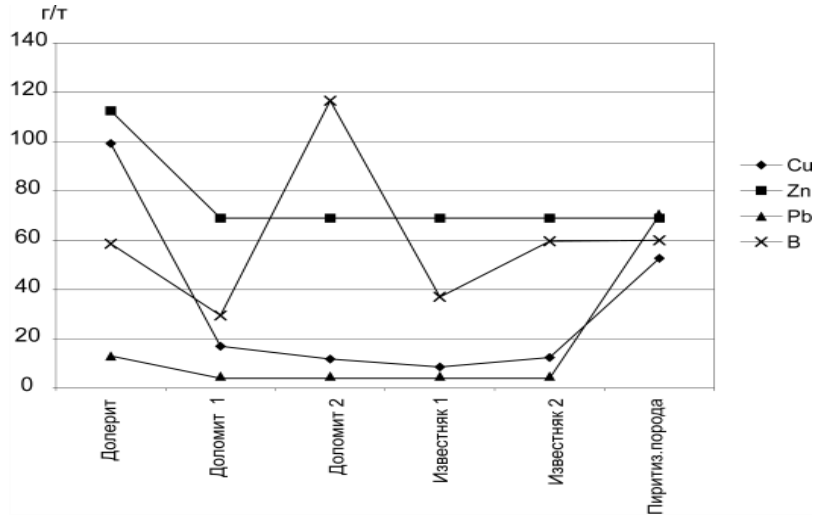


Рис. 3. Распределение рудогенных элементов в породах: доломит 1 – собственно доломит; доломит 2 – мраморизованный и хлоритизированный доломит; известняк 1 – неизмененный; известняк 2 – измененный.

В заключении отметим следующее:

1. Впервые в доломитах найдены включения рудных минералов: халькопирита, Ni-пирита, галенита, редкого минерала бисмоклита, в габбро-долерите – микровключения самородного серебра, оксида висмута (таблица, рис.1, 2). Самым распространенным рудным минералом является халькопирит.

2. Жильные минералы представлены различными цирконами, рутилом, апатитом, ильменитом и Mn- ильменитом (таблица, рис. 1, 2).

3. Выявлены единичные значительные концентрации золота в доломитах (до 4,47 г/т) и измененных пиритизированных породах (2,25 г/т), концентрация рудогенных элементов выше в долерите (рис. 3).

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014-2016 гг. и учебного плана ГРФ СВФУ

Литература:

1. Колодезников И.И., Рукович В.Н., Семенов В.П., Сластенов Ю.Л. Учебная общегеологическая практика на Нохтуйском полигоне: методические указания. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1992. 64 с.

ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

Артемьев Д.С.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Майское рудное поле расположено в Центрально-Чукотской металлогенической области, в геологическом строении которой принимают участие терригенно-осадочные отложения триасового возраста, а также массивы магматических пород кислого и субщелочного состава. В тектоническом отношении оруденение приурочено к субмеридиональным крутопадающим разрывным нарушениям, преимущественно восточного падения; рудные тела находятся в лежачих боках мощных тел гранит-порфиров и фельзит-порфиров. Освещены вопросы вертикальной зональности рудных тел, их золоторудная минерализация и гидротермально-метасоматические образования, развитые в пределах Майского рудного поля.

Майское рудное поле находится в Чаунском районе Чукотского автономного округа, в 150 км к юго-востоку от районного центра г. Певек в верховьях р. Кевеем в восточной части Ичувеем-Паляваамского рудного района. Рудное поле площадью 10 км^2 имеет изометричную форму и приурочено к сложному горстообразному выступу, расположенному в узле пересечений северо-западных,

северо-восточных, субширотных и субмеридиональных разломов. Вмещающие породы представлены песчано-алевро-сланцевыми отложениями кеваемской свиты среднего триаса. В алевросланцевых разностях свиты отмечены многочисленные пиритовые конкреции. Мощность свиты в центральной части месторождения не менее 600 м [2].

Магматические породы представлены комплексом даек ранне-позднемелового возраста, которые занимают 25% от общей площади месторождения [3]. Их выходы образуют пояс шириной около 3 км и протяженностью более 4 км. В поясе дайки сгруппированы в серию сближенных телмеридионального простирания, с которыми пространственно связаны рудоносные зоны. По А.В. Волкову выделяются две группы разновозрастных даек. К первой группе относятся гранит-гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры, ко второй – более поздние риолит-порфиры [3]. По результатам исследования образцов гранит-порфиров, полученным в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» на приборе SHRIMPII возраст магматической кристаллизации пород является нижнемеловым – 108,3 млн.лет.

Рудные тела Майского месторождения представлены сульфидизированными линейными зонами дробления и смятия, имеют субмеридиональное простирание. Они размещены в виде системы субпараллельных тел в полосе широтного направления протяженностью до 3,5 км и ограничены с севера и юга разломами широтного простирания. Установлено более 30 рудных тел, преобладающая часть которых не выходит на дневную поверхность. При этом контакты нечеткие из-за развития оруденения по мелким оперяющим трещинам и зонам кливажа во вмещающих породах. Средние содержания золота – 12 г/т, сурьмы – 0,25%, углеродистового вещества – 0,5%, мышьяка – 1%, серебра 3 г/т. Основная масса золота (более 90 %) представлена тонкодисперсными выделениями, связанными с арсенопиритом, мышьяковистым пиритом и пирротином [3]. Руды упорные и требуют сложной технологической цепочки для извлечения золота. В своих работах Григоров С.А. (1980) отмечает значимую положительную корреляционную связь между золотом и мышьяком, равную 0,85. Кроме того, в зонах брекчирования вмещающих пород вкварц-антимонитовых жилах встречаются участки с самородным золотом. Золото высокопробное (от 920 до 980‰) образующее сплошные массы, цементирующие обломки кварца.

Гидротермально-метасоматические изменения рудых тел и вмещающих пород обусловлены деятельностью остаточных гидротерм (растворов) магматического очага кислого состава, глубина которого, по геофизическим данным, составляет более 2 км. По флюидным включениям в кварце установлено [1], что в пределах рудно-магматической системы функционировал углекислотно-водно-солевой флюид. Температура и давление в процессе эволюции растворов постепенно уменьшались и соответственно составляли на ранних этапах 300 – 250^{o}; 1,4 – 1,1 кбар, а на заключительном – 160 – 150^{o} и 0,2 кбар.

Новообразованные минералы представлены железистым карбонатом

(анкеритом), серицитом, гидросерицитом, кварцем, турмалином. В подчиненном количестве в прожилках и трещинах выполнения встречаются каолинит (по рентгенофазовому анализу отнесен к диккиту) и реже хлорит, которые занимают секущее положение. Намечена предварительная метасоматическая зональность рудных тел: в осевой части колонны преобладает новообразованный кварц, к периферии сменяется железистым карбонатом, затем серицитом и наконец гидросерицитом. По ассоциации новообразованных минералов вмещающие породы можно отнести к березитам [4].

Рудная минерализация представлена в основном пиритом и тонкоигольчатым арсенопиритом, с которым связано тонкодисперсное золото. Пирит образует вкрапленность в рудах; выполняет как самостоятельные прожилки, так и кварц-пиритовые. Арсенопирит представлен вытянутыми тонкоигольчатыми агрегатами, которые в срастаниях часто образуют радиально-лучистые скопления, размеры индивидов редко превышают 1 мм. Очень редко встречаются на Майском месторождении рудные минералы: сфалерит, галенит, станин, халькопирит и др.

Для рудного тела №1 характерно наличие рудных столбов. Они занимают секущее положение к тонкодисперсным рудам, имеют крутое западное падение (до 90^{o}). Бонанцевые руды представлены серией сближеных кварц-антимонитовых жил, мощностью от 5 до 50 см с вкраплениями крупного видимого золота, размеры золотин составляют 1-3 мм. Рудные столбы включают брекчию вмещающих пород и арсенопиритовых руд, сцементированных кварцем, иногда отмечается самородная сера.

Основные текстуры руд прожилковые, микропрожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и брекчиевидные.

Для рудных тел характерны следующие элементы вертикальной зональности: с увеличением глубины залегания падение рудного тела и вмещающих березитизированных алевролитов и сланцев становится более пологим, выклиниваются бонанцевые руды, представленные кварц-антимонитовыми жилами с самородным золотом и уменьшается общая мощность рудных тел. С глубиной увеличивается доля слабоминерализованных песчаников в контуре рудного тела, за счет которых падает качество руд и уменьшается их мощность, также увеличивается доля безрудного жильного кварца в упорных арсенопиритовых рудах. По взаимоотношениям рудных ассоциаций выделяется как минимум 3 стадии формирования рудных тел. Первая стадия связана с образованием полиметаллического оруденения, представленного сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом и др. Следующая стадия - наиболее продуктивная, связана с пирит-арсенопиритовой ассоциацией с тонкодисперсным золотом и завершают секущие крутопадающие жилы кварц-антимонитового состава с видимым крупным золотом.

Длительная история геологического развития Майского рудного поля обусловила накопление полезных компонентов в течении длительного

рудоподготовительного этапа в региональных разрывных структурах северо-западного простирания. Формирование продуктивного оруденения Майского золоторудного месторождения связано с процессами тектоно-магматической активизации, выраженными во внедрении гранитоидных интрузий и излиянии на поверхность вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти процессы привели к ремобилизации рудного вещества в подновленных древних разрывных нарушениях северо-западного простирания и к формированию промышленных залежей в новых тектонических структурах субмеридионального и северо-восточного простираний.

Литература:

1. Артемьев Д.С. Геологическое строение и рудоносность Майского рудного узла // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015.

2. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. М.: ИГЕМ РАН; Магадан, МВКНИИ ДВО РАН, 2006.

3. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН; М.: ИГЕМ РАН, 2001.

4. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований СПб.: Труды ВСЕГЕИ, Т. 354, 2012.

ИЗОТОПНО-ФЛЮИДНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Гамянин Г.Н.[1, 2], Викентьева О.В.[1], Прокофьев В.Ю.[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, минералогии, геохимии и петрографии РАН, г. Москва

[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

На территории Верхояно-Колымской складчатой области, металлогенически специализированной на золото помимо преимущественного распространения малосульфидных золото-кварцевых месторождениий, локализующихся в терригенных пород и дайковых телах диоритового состава распространены и месторождения золото-висмутового типа. Обычно они локализутся в зонах экзо-, эндоконтакта гранитоидных массивов юрско-мелового возраста. Они не являются объектами промышленной эксплуатации в связи с их удаленностью от доступных транспортных сетей. Но они относятся к потенциально промышленным типам месторождений. Они успешно эксплуатируются на Аляске и являются основой промышленных запасов рудного золота. К таковым относятся известные в мире месторождения Форт-Нокс (Fort-Knox), Пого (Pogo), Даблин-Галч (Dublin Galch), Никсон Форк (Nixon Fork), Голден Хорн (Golden Horn). Они относятся к

крупнообъемным месторождениям с запасами порядка 100 тонн и более. Месторождения этого типа относятся к классу «granitoid related gold deposits», генетически связаны с гранитоидными интрузиями. Несмотря на низкие средние содержания 1–2 г/т золота в руде, они рентабельны за счет переработки огромных масс руды открытым способом и гравитационного способа извлечения. Они характеризуются мелким свободным золотом, в связи с чем, даже крупные месторождения обычно не сопровождаются россыпными месторождениями.

Месторождения этого типа северо-востока России приурочены к апикальным или краевым приконтактовым зонам гранитоидных плутонов. Они представлены ***жильным*** (Эргелях, Курумское, Тугучак, Басагуньинское, Неннели), ***штокверковым*** (Лево-Дыбинское, Тэутеджак) и скарновым (Кандидатское) структурно-морфологическими типами руд. Характеристика своеобразного золото-висмут-сидерит-полисульфидного типа месторождения Аркачан освещена нами ранее (Гамянин и др., 2015).

Жильные золото-висмутовые месторождения (Эргелях, Лево-Дыбинское, Тугучак, Галечное, жила 6 месторождения Школьное) характеризуются малосульфидным (менее 3% сульфидов) составом руд. К сульфидным можно отности лишь месторождение Кандидатское, в арсенопиритсодержащих скарнах которого располагаются многочисленные секущие прожилки, несущие золото-висмутовую минерализацию. Ранние минералы жил представлены арсенидами и сульфоарсенидами никеля и кобальта (никелин, кобальтин, герсдорфит). Золото ассоциируется с комплексом висмутовых минералов, которые представлены висмутином, сульфотеллуридами и теллуридами висмута, золото-висмутовыми интерметаллидами и сульфидами, самородным висмутом. В ряде месторождений выявлена широкая дисперсия состава золота - 700–1000‰ (Неннели, Лево-Дыбинское), пробность которого снижается с удалением от контакта с интрузивом. Сведения о геологической позиции и минеральном составе вышеназванных типов месторождений опубликованы (Гамянин и др.1998; Гамянин, 2001; Gorychevat. al., 2004), но характеристика изотопно-флюидного режима их формирования в публикациях практически не отражена. Рудоотложение проходило в широком интервале температур (495–155 °С) и давлений (1700–90 бар) из флюидов, содержащих хлориды кальция и натрия в широком диапазоне концентраций (46.0–1.1 мас. %). Отмечается гомогенизация CO_2 в жидкость и газ с критическими явлениями, а плотность флюида достаточно высока во всех генетических типах включений, причем она максимальна во вторичных включениях. На некоторых объектах во флюидах обнаружена углекислота (4.6–1.5 моль/кг р-ра) и метан (2.5–0.4 моль/кг р-ра).

Отмечается некоторое своеобразие месторождения Тугучак, руды которого образовались в приповерхностных условиях из кипящего водного раствора при небольших давлениях и без плотной углекислоты в газовой фазе в условиях открытых трещин. Остальные месторождения соответствуют субвулканическому

уровню формирования. По наличию высоких концентраций хлоридов при высоких температурах формирования месторождения Дыбы ($T_{гом}$: 495-268; Чугулук-349-184; Курум-374-196; и Эргелях-358-243) они соответствуют типичным месторождениям «granitoid related deposits».

Для ряда месторождений (Дыбы, Чугулук, Эргелях) отмечаются повышенные температуры гомогенизации ГЖВ (до 50°С) в жилах среди гранитоидов и в роговиках ближайшего (100–200м) экзоконтакта, по сравнению с жилами на удалении (300–400м) от контакта с гранитоидами. На месторождении Дыбы установлен градиент понижения температур 15°/100м. на 300м вертикальном интервале. В жилах золото-висмутового типа месторождения Эргелях отмечается повышение начальных температур гомогенизации на 50-70° в жилах по падению на интервале 150-200м эрозионного вреза.

Полученные результаты ICP анализа флюидных включений из ряда висмут-сульфотеллуридно-кварцевых месторождений (Дыбы, Курум, Эргелях) показывают, что несмотря на различия в реально полученных концентраций как основных, так и рудогенных компонентов флюида, их соотношения во флюиде ГЖВ разных месторождений различаются несущественно, что может служить типоморфным признаком флюидов, формирующих золото-висмутовые месторождения. В частности, в ряду месторождений Дыбы-Курум-Эргелях отношения концентраций компонентов меняются следующим образом: Ag/Sb – 16.1-14.4-13.6; Au/Ag – 0,01-0.006-0.004; Pb/Zn – 0.03-0.02-0.01; Fe/As – 6.3-4.1-3.2; Co/Ni – 0.13-0.14-0.25.

Изучено распределение РЗЭ в кварце золото-висмутовых месторождений с помощью ICP-MS анализа (ИТиГ ДВО РАН, аналитик Н.В.Бердников). Суммарные концентрации лантаноидов в кварце невысокие (0.2-4 г/т), наблюдается обогащение легкими лантаноидами (La/Yb=1.7-8.6), (табл.1). Характерной особенностью является присутствие различной по амплитуде отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu*=0.25-0.77). Отрицательная аномалия европия характерна для флюидов, являющихся производными кислых магм (Lüdersetal., 93) или для высокотемпературных флюидов >200°С. Различие в амплитуде Eu аномалии может отражать разную глубину магматического очага. Обнаружена прямая зависимость между суммарной концентрацией лантаноидов и величиной европиевой аномалии.

Кварц изученных золото-висмутовых месторождений имеет величины $\delta^{18}O$ равные +10.8…+13.6‰. Рассчитанные величины $\delta^{18}O_{H_2O}$ флюида, участвовавшего в образовании этого кварца при 350°С, изменяются от +5.5 до +8.3‰ и попадают в интервал значений $\delta^{18}O_{флюид}$ от +5 до +10‰, известный для золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами (Langetal., 2000; McCoyetal., 1997).

Таблица 1

Параметры распределения РЗЭ и величины $\delta^{18}O$ в кварце Au-Bi месторождений

	Месторождения				
	Эргелях	Кандидатское	Дыбы	Дубач	Басагунья
∑РЗЭ, г/т	0.20	0.58	1.06	0.90	3.99
La/Yb	2.76	1.68	3.17	3.30	3.30
Eu/Eu*	0.25	0.39	0.44	0.45	0.77
$\delta^{18}O$, ‰	12.1-13.6		10.8-13.1	12.2-13.1	12.2

Полученные данные по изучению флюидных включений из жил сингранитоидных благороднометальных месторождений Северо-Востока России свидетельствуют о высоких начальных температурах гомогенизации ГЖВ и концентрации солей мас. % экв. NaCl, малоглубинном уровне рудоотложения, нередко из кипящего водного флюида, хлоридно-калиевой специализации флюида, в целом незначительной роли углекислоты, устойчивом характере отношений концентраций компонентов при их реально различных концентрациях во флюидных включениях.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. Аркачан – новый золото-висмут-сидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе (Якутия) // Геология рудных месторождений, 2015. Т. 57. № 6. С. 513-545

2. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России. Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 3. С.94-103.

3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. Москва, «ГЕОС», 2001. 221с

4. Goryachev N.A., Newberry R.J., Gamyanin G.N., Layer P.W., McCoy D.T., Church S.E. Granitoid-related gold lode deposits over the Northern pacific marginal areas // Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok / Russia: 1-20 September 2004. – Vladivostok, Dalnauka, 2004. P. 199-201.

5. Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // Society of Economic Geology 2000.Newsletter 40.

6. Lüders V., Moller P., Dulskl P. REE fractionation in carbonates and fluorite // Monograph Series on Mineral Deposits, 1993. V. 30. P.133-150.

7. McCoy D., Newberry R.J., Layer P.W. et al. Plutonic-related gold deposits of interior Alaska // Econ. Geol. 1997. Monog. 9. P. 191–241.

КРИТЕРИИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Гамянин Г.Н.[1,2], Прокопьев А.В.[2]
[1]Институт геологии рудных месторождений, минералогии, геохимии и петрографии РАН, г. Москва
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Многолетнее изучение геологии и минералогии ряда крупных месторождений Au и Ag Северо-Востока России, таких как Au-Ag-полиметаллическое Нежданинское, Au-Sb Сарылахское и Сентачанское, Sn-Ag-полиметаллические Купольное и Прогноз, показывает, что в основном крупные и уникальные месторождения благородных металлов являются полихронно-полигенными [1–4]. Представляется возможность определить некоторые общие критерии формирования крупных месторождений. Наиболее общие критерии относятся ко всем типам месторождений, а некоторые, особенно минералого-геохимические, характерны для конкретных типов месторождений. В истории формирования крупных месторождений можно выделить две группы факторов – глубинные и верхнекоровые.

Глубинные факторы

Эти факторы связаны, прежде всего, с геодинамическим развитием региона, обуславливающим возникновение и развитие рудно-магматических (РМС) и флюидных систем, и потому относятся ко всем типам месторождений.

1. Проявление в сравнительно короткий отрезок времени серии геодинамических процессов: позднеюрской-раннемеловой Удско-Мургальской и Колымо-Омолонской (Уяндино-Ясачненской) субдукций, аккреции террейнов к Северо-Азиатскому (Сибирскому) кратону, позднемеловой Охотской субдукции, обусловило изменение мощности земной коры, разную интенсивность её деформации и подплавления, что привело к зарождению магматических очагов.

2. Надвиговые и сдвиговые перемещения крупных блоков и развитие интенсивных линейных разрывных поперечных к складчатости деформаций способствовали формированию региональных разно ориентированных разломов и подъёму по ним магматического субстрата в верхние уровни коры.

3. Литологические неоднородности коры предопределяли временную обстановку декомпрессионно-диссипативно плавящегося субстрата, превращение его в расплав с формированием промежуточного очага, функционирующего в дальнейшем как РМС.

4. В зависимости от геодинамического режима субдукционных процессов уровень формирования промежуточных очагов был различен. На ранних этапах в условиях преобладающего режима сжатия становление промежуточных очагов

происходило на уровне 15–18 км. Со сменой режима сжатия на растяжение формирование промежуточного очага происходило на уровне выравнивания внутримагматического и литостатического давлений (8–10 км). Это обусловило не только металлогеническую специализацию РМС, но и пространственно-временную разобщенность Au и Sn-Ag оруденения.

Верхнекоровые факторы

Факторы данной категории вытекают из специфики геологической обстановки рудного поля, которая выражается в следующем:

1. Усложнение морфологии складок, связанное с асимметричностью пликативных форм (м-е Прогноз) и изменением их строения по простиранию (м-е Нежданинское).

2. Сочетание разноориентированных, разноглубинных и различающихся по генезису и возрасту систем тектонических нарушений (м-я Нежданинское, Прогноз, Купольное).

3. Совпадение зоны пучкового расщепления рудоконтролирующей системы разломов с осложнением крыльев антиклинальной складки (м-я Нежданинское, Прогноз).

4. Сочетание парных разноориентированных, разноглубинных систем тектонических нарушений. Приуроченность месторождения к блоку, заключенному между спаренными разломами с локализацией рудных тел в диагональных рудолокализующих структурах (м-я Прогноз, Купольное, Мангазейское, Нежданинское).

5. Сложное строение рудовмещающей структуры, различающееся степенью тектонической проработки по простиранию и падению и определяющее различную раскрытость рудолокализующих участков в процессе минералообразования (м-я Нежданинское, Прогноз, Сарылах, Сентачан).

6. Развитие в пределах рудного поля разновозрастных магматических образований, отражающих длительную тектоническую активность рудоносной площади и, как следствие, существование разновозрастного и генетического с ним связанного разнометалльного оруденения, что обуславливает образование полихронно-полиформационных месторождений (м-я Нежданинское, Прогноз, Купольное, Мангазейское, Верхне-Менкеченское).

7. Совмещение флюидопроводящей зоны трещиноватости надочаговых зон РМС с интенсивно и разнопланово проработанной структурой рудного поля верхнего структурного этажа.

Сочетание факторов

Каждый из вышеперечисленных факторов, важный сам по себе, ещё не определяет масштабности формирования месторождения. Весьма важно их сочетание. Согласно данным [5], формирование крупных зарубежных месторождений золота «протекало только в тех локальных участках золотоносных зон и поясов, монотонное и однородное геологическое строение которых оказалось

максимально нарушенным» (с. 273).

Исходя из этой посылки, формированию крупных месторождений способствует сочетание следующих «аномально» благоприятных факторов (в порядке их значимости):

1. Максимальная активизация магмоподводящих систем разломов, обуславливающая поступление магматических расплавов на верхнекоровые уровни.

2. Совмещение флюидопроводящей зоны трещиноватости надочаговых зон РМС с интенсивно и разнопланово проработанной структурной рудного поля верхнего структурного этажа.

3. Приуроченность месторождения к структурным связкам разломов разной природы, ориентировки и глубинности с усложненными пликативными структурами.

4. Ограничение рудного поля выходящими на флангах магматическими образованиями тектоно-магматического этапа, продуцирующего данный тип оруденения, что способствует созданию термостатированной обстановки рудоотложения.

Структурные и минералогические признаки

Структурные и минералогические признаки отражают в целом не только масштабность оруденения, но и условия его концентрации и рассеяния. Важными структурными признаками масштабности оруденения являются следующие:

1. Протяжённые (>3км), обычно крутопадающие, тектонически хорошо проработанные рудовмещающие разрывные нарушения.

2. Изменчивость залегания рудолокализующей структуры, создающая благоприятные локальные структурные обстановки для формирования рудных столбов и обуславливающая эшелонированность оруденения по падению и простиранию.

3. Усложнение структурных элементов в местах сочленения разноориентированных и разновременных разрывных нарушений, приводящее к усложнению морфологии, увеличению мощности рудных тел и образованию рудных столбов.

4. Дискретность изменения динамической обстановки рудораспределяющих и рудоконтролирующих систем разломов, выражающаяся в разнонаправленности перемещений по ним блоков вмещающих пород.

Минералогические признаки масштабности месторождений отражают не только распределение и концентрацию минерального вещества в рудолокализующих структурах, но и вероятную полихронность рудообразования. К числу положительных признаков масштабности месторождений относятся:

1. Наличие мощной зоны гидротермально изменённых пород, имеющей чёткую пространственную ориентировку вдоль рудоконтролирующих структур. По нашему мнению, такие зоны, имеющие значительные параметры (50–200 м х >2–4

км), трассируют разломы глубокого проникновения (хрупко-пластичные шеар-зоны) и в целом характеризуются линейно-региональным динамометаморфизмом зелёносланцевой фации. Степень изменения пород в пределах зон усиливается по направлению к рудовмещающим структурам. При этом объём интенсивно проработанных пород является прямым отражением масштабности оруденения. Для золоторудных месторождений метасоматическая колонка относительно рудной зоны имеет следующее зональное строение: зона окварцевания – зона кварц-гидрослюдистых метасоматитов–гидрослюдисто-карбонатная и гидрослюдисто-альбит-карбонатная зоны – региональные зеленосланцевые изменения. Наилучшим и визуально наблюдаемым индикатором зон изменения является сульфидизация, сосредоточенная во внутренних частях метасоматитов. В её строении выделяются две подзоны: внешняя – чисто пиритовая и внутренняя – пирит-арсенопиритовая с последовательным увеличением роли арсенопирита к рудной зоне. Мощность внешней зоны – 20–25 м, при содержании пирита 1–3%, внутренней – до 5 м, при возрастании общей сульфидизации до 10%. При наличии серии сближенных рудных зон (50–70 м) может формироваться более мощный ореол пиритизации. В вертикальной плоскости ореол пиритизации прослеживается от зоны арсенопиритизации на расстояние не больше 50–200 м. Зоны гидрослюдизации и сульфидизации хорошо отбиваются и по данным химического анализа на щёлочи, серу и мышьяк. Масштабность же антимонитовой минерализации подчёркивается околорудным ореолом выщелачивания ранних золотоносных метакристаллов сульфидов (до 2–3 м), интенсивной антимонитизацией вмещающих пород, развивающейся как метасоматически, так и в виде мономинеральных микропросечек и карбонатизации (сидерит, в отличие от раннего анкерита), накладывающейся на внутренние зоны ранних метасоматитов. Широко проявлены процессы образования смешанно-слойных минералов (диккит, пирофиллит) на месте гипогенно-выщелачиваемых минералов и в качестве самостоятельных микропрожилков сложного состава. Все эти преобразования фиксируются визуальным, микроскопическим и химическим (резкое повышение содержаний CO_2, H_2O и Sb) методами. Смешанно-слойные силикаты отражают малоглубинный уровень формирования антимонитовой минерализации. Для крупных Sn-Ag-полиметаллических месторождений ведущими являются серицит-карбонатные преобразования вмещающих пород, что четко фиксируется весьма высоким фоном CO_2 (до 15%) и Zn (до 0,1%).

2. Высокая степень золотоносности и сереброносности метасоматических сульфидов. Исходя из многочисленных анализов для сульфидов Сентачанского, Сарылахского и Нежданинского месторождений концентрация Au оценивается: для пирита 20–80 г/т (среднее около 40); для арсенопирита 100–500 г/т (среднее – 120). Отдельные пробы показывают и большие содержания. По направлению к рудным зонам золотоносность сульфидов несколько (на 10–20%) снижается, хотя в целом уровень золотоностности метасоматитов относительно равномерный за

счёт увеличения в этом же направлении доли сульфидов. Для крупных Sn-Ag-полиметаллических месторождений нижний предел содержаний Ag в пирите и арсенопирите не опускается ниже 50 г/т, а в среднем составляет 300–400 г/т.

3. Большое разнообразие текстурно-структурных особенностей руд, характеризующихся сочетанием структур и текстур метасоматического замещения, динамометаморфизма, многократного дробления, пересечения и жильного выполнения. В полиформационных с повышенной сульфидностью Au-Sb и Ag-полиметаллических месторождениях характерно формирование руд «чугунного» облика, как результат метасоматоза и динамометаморфизма. Эти руды отличает высокая степень грануляции антимонита и «рисовидного» микрозернистого кварца, устойчивая и повышенная золотоносность антимонита, обязанная присутствию в нём мелкого (в виде микрокристаллов) переотложенного Au. Ag-полиметаллические руды характеризуются чугуноподобными и струйчатыми агрегатами галенита, очищением его от изоморфной примеси Ag и отложением последнего в различных минеральных формах (диафорит, андорит, пираргирит, миаргирит) либо в тенях давления будинированного кварца, либо в виде тонких, секущих струйчатость просечек.

4. Проявление волновой прямой минералогической зональности. Каждой волне зональности свойственна повторяемость минеральных ассоциаций (макроскопическая зональность) и повторяющаяся изменчивость типоморфных свойств минералов (скрытая зональность). Для рудных минеральных ассоциаций зональность проявляется в смене сверху вниз парагенезисов сульфосолей галенит-сфалерит-халькопиритовыми парагенезисами, а последних – пирит-арсенопиритовыми. Поэтому появление на нижних горизонтах ассоциации сульфоантимонитов (отсутствующих на промежуточных или верхних горизонтах) будет свидетельствовать не об обратной зональности, а о начале новой волны оруденения. Для жильных минералов это очевидное снижение к нижним уровням каждой волны роли карбоната. Изменчивость типоморфных свойств минералов связывается с различием основного и примесного состава каждого минерала на разных уровнях глубинности волны. Для арсенопирита это иллюстрируется As/S, Ag·Sb/Co·Ni, Ag·Sb/Pb·Zn и Pb·Zn/Co·Ni отношениями, изотопным составом S сульфидов; для кварца – значениями величин термолюминесценции, степени кристаллического совершенства, температурами гомогенизации, отношениями восстановленных и окисленных газов и др. Амплитуда волн зональности масштабных месторождений характеризуется большим шагом и обычно составляет порядка 200–400 м для зон и 100–200 м для оперяющих их простых жил. Волновая зональность проявляется как в горизонтальном плане, так и вертикальном сечении месторождения и обычно является вещественным отражением структурной зональности. В первом приближении по размаху горизонтальной зональности можно оценить амплитуду вертикальной зональности. Для Au-Sb месторождений она наиболее контрастна и

подчёркивается линзующимися кварц-антимонитовыми телами. В Sn-Ag-полиметаллических месторождениях отчетливо проявляется соотношением сульфосольной и галенит-сфалеритовой минерализации. В связи с тем, что геохимическая зональность месторождений определяется минеральной, она также отражает прямую зональность. В частности, ранние сульфиды, охватывающие практически весь вертикальный диапазон оруденения, на верхних уровнях обогащены Ag, Sb, Au с повышением роли Pb и Zn, а затем Co и Ni сверху вниз. Выявление так называемой обратной геохимической зональности связано с ранжированием уровней разных минералогических волн зональности (например, средних уровней первой волны к верхним уровням второй).

5. Полихронно-полигенные месторождения характеризуются совмещением в единой рудолокализующей структуре оруденения различных этапов тектоно-магматического цикла. Для Верхояно-Колымских мезозоид (ВКМ) подобное совмещение отмечается в наиболее ранних (ранний мел) золотоносных металлогенических зонах. Здесь на золоторудные месторождения типа минерализованных зон накладывается позднее (поздний мел–палеоген) антимонитовое, киноварное и Ag-Sb оруденение. На касситерит-сульфидные месторождения поперечных зон ВКМ в участках их пересечения с крупными региональными разломами северо-западного простирания накладывается Ag-полиметаллическое и Ag-Sb приповерхностное оруденение. С Ag-полиметаллическим оруденением в свою очередь совмещаются Hg и Ag вулканогенное. По этой причине полихронно-полигенные месторождения отличаются большим разнообразием минерального состава руд, которое не свойственно месторождениям чистой формационной линии. Это касается, в первую очередь, присутствия минералов-примесей, отмечаемых в качестве продуктов реакционного взаимодействия и разложения метастабильных соединений. Частота их обнаружения прямо пропорциональна интенсивности наложенной минерализации. Редкие новообразованные минералы парагенны с продуктами новой минерализации и локализуются в участках их максимального развития. К числу таких минералов-примесей относятся овихиит, диафорит, пираргирит, прустит и т.д. в полигенном Au-Ag-полиметаллическом Нежданинском месторождении. Ауростибит, ауроантимонаты, окисно-гидроокисные соединения Au, стибиопирит, ульманнит свойственны полигенным Au-Sb месторождениям. Целый ряд сложных Ag-Pb-Sb-Bi сульфосолей характерен при совмещении Bi-содержащих парагенезисов касситерит-сульфидных месторождений с Ag-Pb-Sb парагенезисами Ag-полиметаллического оруденения.

6. Специфика состава, морфологии и гранулометрии Au, которая обусловлена существованием Au разных генераций: раннего, в различной степени преобразованного и новообразованного. Одной из важных особенностей Au полигенных месторождений является дезинтеграция раннего Au (за счёт растворения, реакционного замещения и т.д.) и резкое преобладание, в связи с

этим, Au мелкого класса (< 0,1 мм). Существенная роль в этом классе принадлежит кристаллам (до 30%). Состав Au может варьировать в широких пределах.

Поисковые признаки крупных благороднометалльных месторождений

Поисковые признаки месторождений логически вытекают из вышеизложенных факторов образования крупных месторождений. В связи с этим для группы региональных признаков необходим анализ геологической обстановки региона с целью **выявления:**

1. Крупных тектонических линеаментов, влияющих на нарушение геологической однородности и являющихся магмо- или рудоконтролирующими.

2. Участков максимального сочетания разнопорядковых и разноориентированных тектонических нарушений более низкого порядка как между собой, так и с усложненными складчатыми структурами.

3. Разновозрастного магматизма в пределах выделенных геологически гетерогенных участков.

4. Наличия на этих участках типов оруденения, принадлежащих к разным тектоно-магматическим циклам.

Следущая группа признаков, принадлежащая к категории более крупномасштабных, предусматривает **выявление**:

1. Аномальных геофизических зон: гравиметрических, магнитных электрических как отражение минерализованных рудовмещающих структур.

2. Высококонтрастных широких линейных геохимических аномалий по As, Sb, Ag для всех типов месторождений и более узких – по Au для золоторудных месторождений (при малых уровнях среза); по Pb, Zn, Au (при средних уровнях среза).

3. Зон дорудных метасоматитов (высокие – более 7–10% содержания CO_2+H_2O), трассирующих продуктивные зоны.

4. Контуров общей сульфидной минерализации (не менее 10 м), степени сульфидизации, положения в них пиритовой и пирит-арсенопиритовой подзон.

5. Определение золотоносности сульфидизированных березитов, которая при сульфидизации 5–7% должна быть не ниже 1–2 г/т, при золотоносности самих сульфидов >30 г/т для золоторудных месторождений; сереброносности метасоматитов 20–30 г/т и сереброносности ранних сульфидов >50 г/т для сереброрудных объектов.

6. Пространственный анализ изменения характера минеральных ассоциаций по простиранию рудоносных структур с выделением ранней пирит-арсеонопиритовой, полиметаллической и поздней сульфосольной ассоциаций и определением роли каждой из них.

Сформулированные выше критерии масштабности оруденения в таком виде трудно применимы в практической работе. Нами предложена бальная оценка изложенных выше критериев, по которой дается конкретная расшифровка каждого критерия, исходя из его значимости: определяющая значимость – 5 баллов; высокая

значимость – 3; средняя – 2; низкая – 1; отсутствие – 0. Для практического применения берётся коэффициент значимости ($К_{зн.}$) критериев, который «определяется как отношение фактической суммы баллов данной группы к максимально возможной» [6, стр. 50]. На основании данного коэффициента производится ранжировка оцениваемых месторождений по их масштабности и перспективности.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (15-45-05095), РНФ (14-17-00465) проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Борисенко А.С., Носик А.П. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геол. рудн. мест.. 1998. Т.40. № 5. С. 440–548.

2. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. – М.: ГЕОС, 2000. – 222 с.

3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. – М.: ГЕОС, 2001. – 221 с.

4. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Аникина Е.Ю., Борисенко А.С. и др. Серебро-оловянное месторождение Купольное (Республика Саха, Россия): пример эволюции рудно-магматической системы // Геол. рудн. мест.. 2001. Т. 43. № 6. С. 495–523.

5. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988.

6. Шаров Г.Н. Поисковые критерии и поисковые признаки рудных месторождений золота Восточной Якутии // Минералы эндогенных образований Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. С. 38–54.

ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА КАК КРИТЕРИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АНАБАРСКОГО РАЙОНА)

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Анабарский россыпной район относится к Лено-Анабарской полиминеральной россыпной субпровинции [4] (рис. 1). Проблема выявления коренных источников самородного золота района до сих пор остается не решенной. Авторами более 15 лет ведутся исследования минералого-геохимических особенностей россыпного золота на данной территории. В результате проведенных работ выделены

индикаторные признаки россыпного золота характерные для потенциальных формационных типов коренных источников золота.

Индикаторными признаками золота *малосульфидной золото-кварцевой формации* являются мелкий размер зерен (-0,25 мм), высокая пробность (>900‰), малый набор элементов примесей (Cu, Fe) и простые формы выделений (чешуйчатая, пластинчатая и комковидная). В золоте обнаружены минеральные микровключения в основном кварца, реже – пирита и арсенопирита. Коренные источники данной формации прогнозируются на Анабарском щите и Билиро-Уджинском поднятии. Этому предположению не противоречат результаты предшественников, так в северной части Анабарского щита установлены золоторудные поля (с содержанием Au до 0,2-0,3 г/т) малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций, выделенные в Киенг-Кыллахскую золоторудную зону [1]. По данным Б.И. Прокопчука и др. [2] в Билиро-Уджинском поднятии обнаружены золото-кварцевые жилы позднепротерозойского возраста с содержанием золота до 1,2 г/т.

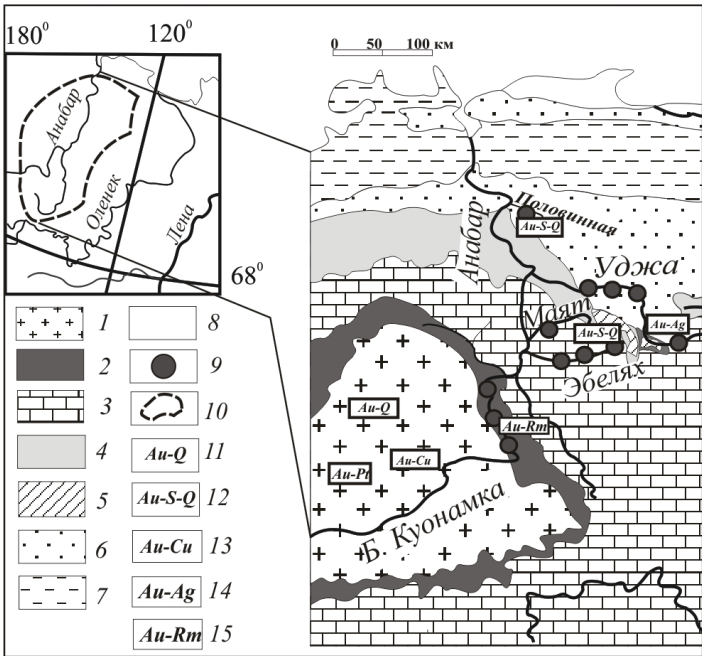


Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского россыпного района и местоположение предполагаемых коренных источников золота различных формационных типов.

Породы: 1 – архейские, 2 – рифейские, 3 – кембрийские, 4 – пермские, 5 – триасовые, 6 – юрские, 7 – меловые, 8 – четвертичные; 9 – места отбора валовых проб; 10 – границы Анабарского полиминерального россыпного района; формации: 11 – малосульфидное золото-кварцевая; 12 - золото-сульфидная кварцевая; 13 – золото-медно-порфировая; 14 – золото-серебряная; 15-золото-редкометальная.

В высокопробном пластинчатом золоте аллювиальных отложений бассейна р. Большая Куонамка выявлены элементы-примеси Pd (до 7%), Cu (до 1,5%), Hg (0,1-0,5%), Pt (до 260 г/т) и Ni (до 110 г/т) и включения железистой платины. Обнаружение такого набора индикаторных признаков в россыпном золоте послужило основанием предположить наличие на данной территории оруденений *золото-платиноидной формации*. Возможно, обнаруженное в бассейне среднего течения р. Б. Куонамка, высокомедистое золото (Cu до 27%), также генетически связано с этим формационным типом. В россыпи золото ассоциирует с минералами платиновой группы, представленными поликсеном (60%), родистой платиной (25%), хонгшитом (6%) и палладистой платиной (9%), что также свидетельствует об едином их источнике. Золоторудные проявления золото-платиноидной формации вероятно локализованы в расслоенных норит-анортозитовых плутонах Котуйкан – Монхолинской тектоно-флюидитной зоны Анабарского щита. В этих породах установлены содержания золота до 0,5 г/т, палладия до 0,17 г/т и платины до 0,11 г/т [1], что бесспорно подтверждает данный вывод.

Характерными признаками россыпного золота бассейна среднего течения р. Б. Куонамка (восточное обрамление Анабарского щита) для *золото-редкометальной формации* являются обнаружения в нем микровключений самородного висмута, мальдонита, арсенопирита и теллуридов серебра и весьма широкие вариации пробности (от 307 до 950‰). Это золото представлено разнообразными формами (дендритоиды, комковидно-угловатые и крючковатые), в которых выявлено среднезернистое и зональное внутреннее строение. Предполагаемые рудные проявления золото-редкометальной формации вероятно пространственно приурочены к восточно-анабарскому региональному разлому.

Высокопробное россыпное золото с содержанием Cu от 1-2% до 4,5% бассейна р. Большая Куонамка представлено фракцией -0,25 мм и чешуйчатой формой. По индикаторным признакам данное золото соответствует золоту оруденения золото-медно-порфировой формации. По предположению А.П. Смелова с соавторами, медистое золото Анабарского щита связано с рудопроявлениями Au, Cu, Mo, Ag *медно-порфирового типа* массивов магматических пород диорит-гранодиорит-монцонитовой натриево-калиевой и диорит-гранодиорит-гранитной калиевой формаций Котуйканской и Билляхской зон тектонического меланжа [3].

Обнаружениев россыпном золоте бассейна р. Уджатаких индикаторных признаков как повышенное содержание серебра (60%) с неравномерным зональным распределением, пористое внутреннее строение, обусловленное наличием полостей газовых включений, а также обнаружение микрофаз (1-2 мкм) самородного серебра дает основание предполагать о формировании на Билиро-Уджинском поднятии рудопроявлений *малоглубинной золото-серебряной формации*. Это предположение убедительно подтверждается находками в аллювиальных отложениях р. Уджа мелкой гальки халцедоновидного кварца, где

микрозондовым анализом установлены мельчайшие минеральные фазы серебра, пирита и барита.

В бассейне среднего (рр. Эбелях, Маят) и нижнего (р. Половинная) течения р. Анабар изучено пластинчатое и комковидное золото, имеющее среднюю (800–900‰) и низкую (700–800‰) пробность, в котором отмечается широкий диапазон элементов-примесей (Hg, Fe, Zn, Sb, Pb и As), а также включения пирита и арсенопирита. Выявленные особенности золота являются индикаторными признаками для коренных источников *золото-сульфидной кварцевой формации.* Рудопроявления данного типа вероятно локализованы в карбонатных отложениях региональных зон разломов (Молодо-Попигайская, Анабаро-Эекитская) и связаны с тектоно-магматической активизацией мезозойского возраста.

Таким образом, исследование минералого-геохимических особенностей россыпного золота Анабарского района позволило выделить индикаторные признаки золота для оруденения малосульфидной золото-кварцевой, золото-сульфидно кварцевой, золото-медно-порфировой, золото-серебряной и золото-редкометальной формаций. Установленные индикаторные признаки могут успешно использоваться в качестве дополнительных поисковых критериев на разных этапах изучения потенциально золотоносных областей, что позволит получить новые данные для прогнозирования золоторудных проявлений.

Литература:

1. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. Спб., 2002. – 822 с.

2. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П. и др. Древний рудоносный карст. Москва: Недра, 1988.

3. Смелов А.П., Амузинский В.А., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И., Коваль С.Г. Перспективы коренной золотоносности метаморфических и магматических комплексов Анабарского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока. – Улан-Удэ, 2004. – С. 279–281.

4. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. - 528 с.

ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глушкова Е.Г., Никифорова З.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Исследуемая территория охватывает северную часть Предпатомского краевого погиба и Алданскую антеклизу. Платформенный чехол сложен в основном палеозойско-мезозойскими терригено-карбонатными отложениями. Позднепротерозойские терригенные образования прослеживаются в районе

Уринского антиклинория. На северо-западе Алданского щита широко развиты архейские метаморфические толщи фундамента. Интрузивные образования осадочного чехла платформы представлены среднепалеозскими дайками и силлами основного и щелочно-основного состава. Позднепротерозойские силлы габбро-долеритов отмечаются в районе Уринского антиклинория. Северо-западная часть Алданского щита отличается широким распространением разновозрастных (AR–MZ) магматических комплексов от ультраосновного до кислого состава. В зонах экзоконтактов интрузивов наблюдается ороговикование и мраморизация вмещающих пород, а также – скарнирование, амфиболизация, хлоритизация, серпентинизация, карбонитизация и пиритизация [4]. Широко проявленный магматизм по зонам разрывных нарушений свидетельствует о неоднократной тектоно-магматической активизации Сибирской платформы, создающей предпосылки для формирования золоторудных источников.

Юго-восточная часть Сибирской платформы характеризуется широким распространением россыпной золотоносности в современных аллювиальных отложениях. На фоне множества россыпепроявлений на данной территории установлен ряд россыпей, пригодных для старательской отработки. В частности, в бассейне средней Лены на участке от устья р. Витим до г. Олекминска обнаружены мелкие россыпи в ручьях Силинский, Карстовый, Романовский, Халаманда, Харса, Каменка, Нюя, Джерба, Бол. Патом и др. Старательская отработка косовых золотоносных россыпей проводилась в бассейне р. Чара (участки Быйыттаах, Бес-Кюель, Улахан и Дикен). На западной окраине Алданского щита выявлены золотоносные россыпепроявления в среднем течении р. Токко с ее притоками (р.р. Торго, Тандыкагыкта, Соктокут и др.), и россыпи на юго-западе Угуйского грабена (руч. Таборный, Злой и др.).

Большинство россыпепроявлений характеризуется мелким золотом (0,1–0,25 мм), наряду с которыми встречаются россыпи, представленные исключительно мелкой фракцией -0,1 мм (р.р Халаманда, Харса и др.), либо наоборот, отличаются средней и крупной фракцией золота 0,5 – >2,0 мм (руч. Силинский, Карстовый, Романовский и др.). Различная морфология золота в россыпях указывает на разнотипность коренных источников. В связи с этим, возникла необходимость исследования типоморфных особенностей россыпного золота для выявления типов коренных источников на юго-востоке Сибирской платформы.

В результате изучения типоморфных особенностей россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы было установлено практически повсеместное распространение высокопробного (900-999‰) чешуйчатого, тонкопластинчатого, реже комковидного золота мелкой фракции -0,1–0,25 мм, со скудным набором элементов примесей и практически полным отсутствием микровключений. Для него свойственны значительные преобразования внутреннего строения – перекристаллизация и рекристаллизация, линии деформаций и весьма мощные (>20 мкм) высокопробные оболочки. Данное золото

(I тип) является переотложенным, оно пространственно тяготеет к обрамлению платформы и погребенным блоковым выступам фундамента и связано с докембрийским этапом рудообразования.

Однако нельзя не отметить, что на некоторых локальных участках наряду с выделенным золотом, в четвертичных отложениях присутствует от 40 до 80 % россыпного золота, обладающего совершенно другими типоморфными признаками. Это в основном низко- и среднепробное золото более крупных размеров (> 0.25-2,0 мм), пластинчатой, комковидно-угловатой формы, нередко «рудного облика», с широким спектром элементов-примесей, наличием микронных сульфидных и породообразующих включений, и с практически неизмененным внутренним строением – монозернистые и крупнозернистые агрегаты с тонкими и прерывистыми высокопробными оболочками, с неясной зональностью, пятнистой неоднородностью, разнофазными зернами, грануляцией и дезинтеграцией, а также пористостью. Данные признаки свойственны золоту (II тип) малоглубинных рудопроявлений мезозойского этапа рудообразования, образовавшихся в результате тектоно-магматической активизации. Их размещение пространственно контролируется глубинными разломами (Баппагайским и Сеньским) и оперяющими их зонами дробления и трещиноватости.

На основе выявления минералого-геохимических особенностей россыпного золота были выработаны индикаторные признаки для предполагаемых формационных типов коренных источников. Установлено, что на юго-востоке Сибирской платформы основными россыпеобразующими источниками являлись рудопроявления малосульфидной золото-кварцевой формации, наряду с которыми на локальных участках формирование россыпей происходило за счет источников золото-сульфидно-кварцевой и золото-железисто-кварцитовой формации.

Источники широко распространенного в платформенных областях мелкого (0,1-0,25 мм) чешуйчатого и тонкопластинчатого высокопробного россыпного золота пространственно приурочены погребенным блоковым выступам фундамента и к обрамлению платформы и относятся к малосульфидно-золото-кварцевому типу формаций докембрийского этапа рудообразования. Для россыпного золота, источниками которого является малосульфидно-золото-кварцевой тип оруденения, были выделены следующие индикаторные признаки – чешуйчатые, тонкопластинчатые, реже комковидны формы, мелкие фракции (–0,25 мм), высокая пробность (900-999‰), низкая встречаемость сульфидных микровключений, наличие постоянных элементов примесей Fe, Pb, Cu, реже Mn, значительное преобразование внутреннего строения (полная перекристаллизация, рекристаллизация, линии деформаций, мощные и плотные высокопробные оболочки, занимающие от 50% и более общей площади золотин).

На локальных участках (Уринский антиклинорий, северо-западная часть Алданского щита), приуроченных к зонам Баппагайского и Сеньского глубинных разломов выявлено преобладание россыпного золота среднего и крупного класса

крупности (>0,5-2,0 мм), пластинчатой и комковидной формы, «губчатыми» агрегатами золота, средней и низкой пробности (600–800 ‰), с повышенным содержанием примесей Ag (до 40 %) и Hg (до 5 %) и отсутствием примеси Cu. В золоте присутствуют сульфидные микровключения (пирит, халькопирит, арсенопирит), селениды, теллуриды, редкоземельные фосфаты, отмечается наличие сростков золота с жильными минералами - халцедоновидным кварцем и кальцитом. Для данного золота характерно внутреннее строение, свойственное золоту эпитермальных месторождений – монозёрна, крупная и средняя зернистость агрегатов, неяснозональные и межблоковые структуры, пористое строение, тонкие и прерывистые высокопробные оболочки, или их отсутствие. Таким образом, в бассейне средней Лены – р.р. Бол. Патом, Каменка, Джерба и др. (Уринский антиклинорий) и в среднем течении р. Токко с ее притоками р.р. Торго, Тандыкагыкта, Богодикта и др. (северо-западная часть Алданского щита) выявлено россыпное золото, обладающее индикаторными признаками, характерными для золота близповерхностных источников золото-сульфидно-кварцевой формации. По комплексу типоморфных признаков данное золото аналогично золоту Куранахского рудного поля [1, 3, 4].

На северо-западе Алданского щита в русловых отложениях среднего течения р. Токко и р. Торго преобладает россыпное золото, схожее с видимым золотом в железистых кварцитах. Наряду с золотом в руслах этих водотоков установлено повышенное содержание гематита и гальки кварцитового состава. По данным Э.Г. Кассандрова и В.А. Маринич [2] в железистых кварцитах пробирным анализом выявлено золота до 1 г/т. Кроме тонкодисперсного золота также обнаружено видимое мелкое золото размером 0,04 – 0,25 мм, высокой пробности (~950‰) представленное чешуйчатыми, пластинчатыми, изометричными и неправильными формами. В железистых кварцитах золото ассоциирует с магнетитом и гематитом, из элементов-примесей отмечается Fe, Bi и повышенное количество Cu. На основании вышеизложенного, для золото-железисто-кварцитового типа формации были выделены следующие индикаторные признаки золота – мелкая фракция -0,1-0,25 мм, чешуйчатые, тонкопластинчатые и комковидные формы «рудного облика», высокая пробность (950-999‰), наличие постоянных элементов примесей Fe (0,0068%), Bi (0,0016%) и Cu (>0,1%), микровключений гематита, ильменита и корунда, а также полная перекристаллизация и рекристаллизация его внутреннего строения.

В ходе изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота руч. Таборный (месторождение Таборное) были выявлены индикаторные признаки для золота ближнего сноса, источниками которого являлись рудоносные гидрогётит-кварц-калишпатовые метасоматиты. Россыпное золото преимущественно мелкой и средней крупности (+1,0–0,25мм), характеризуется интерстициальными, пластинчатыми, дендритовидными, комковидными, идиоморфными формами с грубоямчатой, ямчатой и бугорчато-ямчатой поверхностью, часто с отпечатками

граней минералов вмещающих отложений. Золото в основном среднепробное (~860‰), в его составе кроме Ag (до 14%) других микропримесей не обнаружено. Для него характерны первичные структуры кристаллизации с начальной стадией преобразования внутреннего строения – разнофазность, зернистое строение, межзерновые прожилки, грануляция, отсутствие высокопробных оболочек, а также пористое строение. Выявленный в россыпном золоте минеральный состав микровключений (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теллуридыAuи Ag, КПШ, кварц рутил, циркон,а также минеральные фазы, содержащие La, Ce, Th) идентичен минералам из зон гидротермально-метасоматических преобразований. Таким образом, индикаторными признаками золота из метасоматитов являются разнообразие форм его выделений, средняя пробность, содержание Ag до 14%,полное отсутствие элементов-примесей, микропористое строение, начальная стадия преобразования первичных структур (зернистость, разнофазность, грануляция), а также преобладание микровключений сульфидов, реже теллуридов, КПШ, кварца и минеральных фаз с редкими землями.

В целом, выделение индикаторных признаков россыпного золота является весьма информативным показателем, позволяющим прогнозировать формационный тип золоторудных источников и их местоположение на платформенных территориях, перекрытых мощными толщами осадочных отложений.

Исследования выполнены по планам НИР ИГАБМ СО РАН.

Литература:

1. Казаринов А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.

2. Кассандров Э.Г., Мариич В.А. О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита // Геология и геофизика. – 1979. – Т.20, № 2. – С. 87–91.

3. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006. 358с.

4. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973. 347 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ КЕРЧИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ ДОНБАСС)

Давыденко Д.Б., Клещенков А.В., Парада С.Г.

ФГБУН Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону

На поисковое значение природных газов в рудных месторождениях исследователи стали обращать внимание с начала прошлого века. Проявления

метана отмечались в железных, свинцовых, апатитовых, золотых и полиметаллических рудниках, а также при разработке некоторых россыпных месторождений. В дальнейшем, в ходе увеличения количества разведанных и разрабатываемых месторождений, по мере накопления и анализа фактического материала, было установлено, что газоносность рудных месторождений определяется с одной стороны процессами газообразования, с другой - условиями дегазации. Общеизвестно, что многие рудные месторождения тяготеют к зонам повышенной флюидизации земной коры. По представлениям петрологов, происходящая дегазация ядра и мантии Земли приводит к выносу металлов вместе с потоками водорода. Именно сосредоточенные потоки водорода, несущие в своем составе металлы, приводят к появлению рудных районов, рудных узлов и рудных полей. Поскольку водород весьма подвижен, то следы его самого в пределах этих рудных объектов вряд-ли будут обнаружены. Однако в случае потока водорода через углеродсодержащую среду он может взаимодействовать с углеродом и при определенных термодинамических и (или) физико-химических условиях будет образовываться метан и (или) другие углеводородные соединения, менее подвижные, чем водород. Поэтому в пределах рудных районов, рудных узлов и рудных полей следует ожидать проявления углеводородных (прежде всего метановых) аномалий. В таком случае появляется теоретическая основа применения методов прогнозирования и поисков рудных объектов, разработанных для прогноза и поисков углеводородного сырья.

Одним из таких методов является метод дистанционной флюидоиндексации (МДФ), опыт применения которого изложен в [1 – 7]. Суть МДФ заключается в авторских алгоритмах математических преобразований спектрозональных космических снимков, приводящих к избавлению от ландшафтных помех и усилению полезного сигнала от эндогенных объектов путем суммирования аномальных эффектов, полученных в различных спектральных диапазонах. Полученные при этом аномалии индекса флюидонасыщения легкими углеводородами (ИФЛ), согласно результатам поисковых работ и металлогенических исследований, интерпретируются как обусловленные ареалами эндогенной флюидизации верхних горизонтов литосферы. Занимаясь исследованием с помощью МДФ нефтегазоносных районов Юга России, с целью прогноза углеводородного сырья, удалось попутно выделить флюидные аномалии на участках Донецкого складчатого сооружения, в пределах которых нет, и не может быть залежей углеводородов [2]. Результаты поисковых работ в пределах этих территорий показали наличие гидротермально-метасоматических преобразований и рудопроявлений золота, свинца, ртути и др. Поэтому данные аномалии нами предлагается рассматривать как ареалы эндогенной флюидизации.

По результатам полевых газогеохимических исследований на Керчикском золоторудном проявлении изучено распределение газовых компонент подпочвенного воздуха в пределах выделенной аномалии флюидонасыщения.

Рудопроявление приурочено к локальной аномалии, выделенной при среднемасштабных исследованиях и являющейся частью Керчикского ареала эндогенной флюидизации. Золоторудная минерализация здесь локализуется в пределах контура метасоматически преобразованных пород березитового типа, развивающихся вблизи системы сближенных разрывных нарушений, образующих своеобразный тектонический каркас типа линейного штокверка северо-восточного простирания [8]. Внутреннее строение штокверка определяется развитием в метасоматически преобразованных породах терригенного и интрузивного комплексов разнонаправленных прожилков и жил золото-сульфидно-кварцевого состава и тонкой вкрапленности сульфидов с золотом.

Определение газового состава подпочвенного воздуха над рудопроявлением осуществлялось вдоль пяти ранее пройденных буровых профилей, четыре из которых были расположены вкрест простирания штокверкового тела (рис. 1).

Отбор проб почвенного воздуха проводился из шпуров глубиной 0,6 м с герметизацией устья. На каждой точке одновременно измерялись концентрации в почвенном воздухе CO_2, O_2, CH_4 – газоаналитором АНКАТ, H_2 – газоанализатором ВГ-2 и радона – газоанализатором РРА-01М Альфарад. Шаг опробования изменялся от 30 до 10 м на четырех секущих профилях и составлял 100 метров на продольном профиле. В общей сложности опробование было проведено на 149 точках наблюдений.

В ходе проведенного анализа полученных результатов измеренные газы были подразделены на две группы: сингенетичные и эпигенетичные. К первой группе отнесены газы, рассматриваемые как глубинные компоненты общего потока дегазации породного массива (H_2, CH_4), а также радон (Rn), поступающий с глубины по проницаемым зонам. Во вторую группу вошли углекислый газ (CO_2), интенсивно выделяющийся в результате окисления и бактериального разложения сульфидов, и кислород (O_2), который при этом поглощается. В целях усиления полезного сигнала и гашения помех было произведено центрирование и нормирование измеренных концентраций кислорода и углекислого газа. Для учета влияния суточного хода концентраций исследуемых газов в ходе полевых исследований были проведены опытно-методические работы. По их результатам было установлено, что наибольшая суточная изменчивость за время проведения работ была характерна для водорода и кислорода, в связи с чем, для дальнейшего анализа мы использовали значения локальных остатков этих газов, полученных путем вычитания из измеренных значений значений тренда в данной точке.

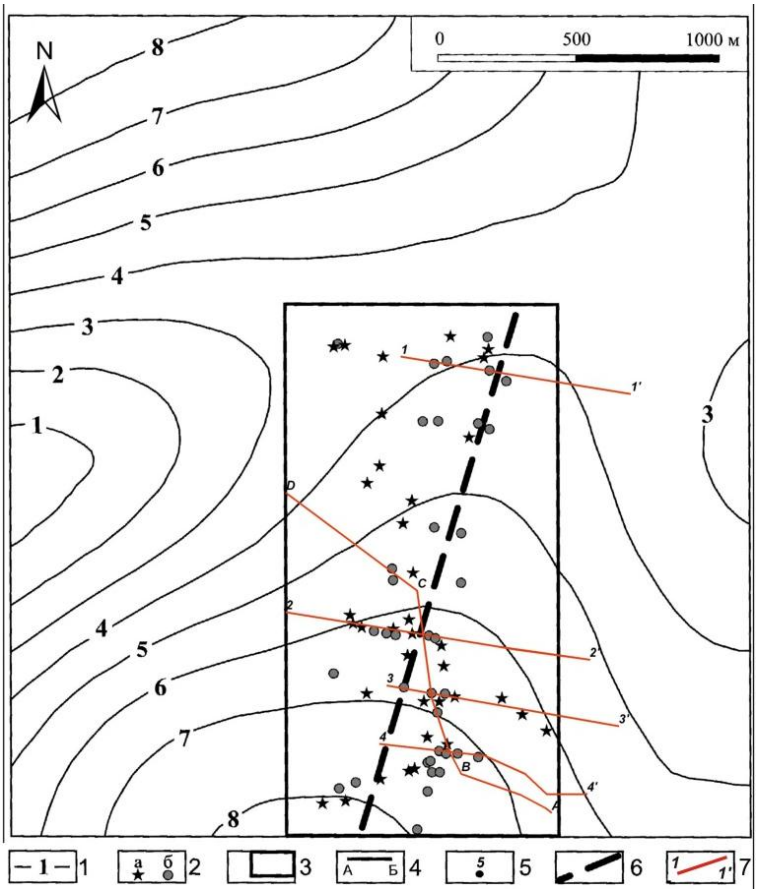


Рис. 1. Схематическая карта результатов поисковых работ на Керчикском рудопроявлении золота, совмещенная с локальными аномалиями индекса флюидонасыщения легкими углеводородами и положением профилей атмогеохимических работ 2014 года.

Изолинии флюидонасыщения (интенсивность в условных единицах), 2 – поисковые скважины, невскрывшие (а) и вскрывшие (б) золотоносные руды, 3 – граница Керчикского рудопроявления, 4 – положение геологического профиля, 5 – точки опробования газового поля подпочвенного слоя, 6 – ось штокверка, 7 – профили наземных газогеохимических работ и их номер.

Полученные в пределах контура подсчета прогнозных ресурсов золота (рудный интервал) результаты сопоставлялись с результатами за пределами этого контура.

Установлено, что в пределах рудного интервала, по всем профилям наблюдается область повышенных значений радона, концентрации водорода демонстрируют минимальные значения, обнаруживая максимумы на флангах, изменчивость метана имеет неоднородных характер. Вместе с тем на графиках хода кислорода и углекислого газа в пределах рудного интервала четко выделяется зона

повышенных концентраций углекислого газа и пониженных концентраций кислорода, что может указывать на наличие сульфидизации в данном интервале.

Анализ взаимной изменчивости распределения кислорода и углекислого газа по профилям, привел нас к выводу, что наблюдаемый здесь эффект, формирования повышенных концентраций углекислого газа в подпочвенном воздухе с одновременным контрастным понижением содержания кислорода, описанный на целом ряде рудных месторождений, может выступать в качестве критерия рудоносности исследуемого участка. Это наглядно прослеживается при рассмотрении результатов в площадном варианте. Для удобства визуализации данных эффектов мы вычли из центрированных и нормированных значений углекислого газа таковые для кислорода. Полученную разницу обозначили как газовые аномалии и вынесли на геологический план рудного поля. Очевидно, что участки положительных значений индекса газовых аномалий отражают интервалы профилей, на которых происходит поглощение кислорода и выделение углекислого газа, что соответствует участкам с повышенной концентрацией сульфидов.

Таким образом, проведенные газогеохимические исследования позволили установить особенности распределения природных газов в подпочвенном воздухе в пределах Керчикского золоторудного проявления и выделить атмогеохимические аномалии, связанные с контурамивыявленных буровыми работами золоторудных тел. Наиболее информативным в этом отношении выступает газовый индекс, отражающий поглощение кислорода и выделение углекислого газа при окислении рудных компонентов под толщей перекрывающих пород, в связи с чем аномалии индекса могут выступать в качестве косвенного признака рудоносности.

Литература:

1. Давыденко Д.Б. ГИС ИНТЕГРО в комплексе работ по ГДП-200 при прогнозировании рудоносности площадей Восточного Донбасса // Геоинформатика, 2006. № 2. С. 29-38.

2. Давыденко Д.Б., Давыденко Е.Д., Исаев В.С. и др. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10. № 1. С. 25-34.

3. Давыденко Д.Б., Парада С.Г. Прогнозирование рудных месторождений по результатам математических преобразований спутниковых снимков. В сб: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2015. С. 143-146.

4. Матишов Г.Г., Парада С.Г., Давыденко Д.Б. Выбор рудоперспективных площадей по результатам дистанционной флюидоиндексации как фактор рационального недропользования в условиях горных территорий // Устойчивое развитие горных территорий. 2010. № 3 (5). С. 57-62.

5. Матишов Г.Г., Парада С.Г., Давыденко Д.Б. Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере южного региона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. №1. С. 20-31.

6. Матишов Г.Г., Парада С.Г. Добыча сланцевого газа методом гидроразрыва пласта: современное состояние риски и угрозы // Геология и геофизика Юга России. 2015. № 1. С. 42-60.

7. Парада С.Г., Зеленщиков Г.В., Давыденко Д.Б. Опыт применения дистанционной флюидоиндексации для поиска руд благородных металлов и их спутников на юге России // Руды и металлы. 2011. № 3-4. С. 134-135.

8. Парада С.Г. Перспективные геолого-промышленные типы рудопроявлений золота в Ростовской области // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т.10. № 4. С. 53-60.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕВЕНРЕКАН

Дарда Р.Р.

АО "Полиметалл", г. Магадан

Целью данной работы является представление результатов изучения химического и минерального состава руд месторождения Невенрекан.

Для выполнения работы был произведен отбор двух технологических проб на месторождении Невенрекан. Проба Т321-1 (НТП-1) характеризует прожилково-жильное оруденение рудных тел 3 и 4 ниже зоны окисления. Проба Т321-2 (НТП-2) характеризует прожилково-жильное оруденение рудного тела 3 в зоне окисления [Петров, 2014].

Спектральным анализом установлен химический состав проб золотосеребряных руд месторождения Невенрекан (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав проб золотосеребряных руд месторождения Невенрекан, (масс. %)

Проба	Т321-1	Т321-2	Проба	Т321-1	Т321-2
SiO_2	69,35	72,01	Cr_2O_3	0,02	0,02
TiO_2	0,14	0,28	Rb_2O	0,006	0,012
Fe_2O_3	3,88	2,93	SrO	0,013	<0.006
Al_2O_3	13,29	16,39	ZrO_2	<0.006	0,012
CaO	3,42	0,05	V_2O_5	<0.003	0,010
MnO	0,49	0,02	As	0,056	0,028
MgO	1,77	<0.16	Pb	0,041	0,010
K_2O	2,99	3,84	Zn	0,018	<0.009
Na_2O	<0.04	<0.04	Ag	0,017	0,027
P_2O_5	0,07	0,02	Cu	0,007	<0.004
п.п.п.	4,31	4,25	Ni	<0.002	0,003
BaO	0,10	0,08	Сумма	100,0	100,0
S*	1,56	1,10			

* - в расчете суммы сера входит в состав п.п.п.

Определение содержаний металлов произведено масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Результаты представлены ниже (табл. 2). При помощи пробирного анализа были выявлены содержания благородных металлов (табл. 3).

Таблица 2

Содержания металлов в пробах золотосеребряных руд месторождения Невенрекан, (г/т)

Элемент	Т321-1	Т321-2	Элемент	Т321-1	Т321-2
Li	39	20	Cd	0,63	0,07
Be	1,26	0,83	Sn	34	22
Sc	2,4	4,1	Sb	36	102
Co	2,31	0,38	Te	1,16	1,42
Ni	3,5	2,5	Cs	5,4	7,5
Cu	127	27	Ba	738	334
Ga	9,6	11	Hf	0,92	1,61
Ge	0,25	0,10	Ta	0,53	0,49
As	414	329	W	3,95	3,35
Se	71	23	Re	0,006	0,006
Rb	75	100	Tl	2,24	1,88
Sr	91	32	Pb	350	123
Y	6,6	4,1	Bi	0,63	7,69
Zr	21	42	Th	3,11	4,38
Nb	4,2	4,1	U	0,98	1,35
Mo	18	15			

Таблица 3

Содержания благородных металлов в технологических пробах мест-я Невенрекан

Проба	Содержания, г/т	
	Au	Ag
Т321-1	1,58	400
Т321-2	2,17	427

В результате электронномикроскопических исследований [Зеленов, 1989] был определен минеральный состав руд.

Пирит является ведущим минералом – не менее 95% объема. Представлен идиомофными зернами, размером до 150 мкм. В пирите наблюдается большое количество включений, представленных карбонатом, кварцем, галенитом и Sn-Ag сульфосолью.

Галенит в протолочке встречается виде мелких (5-10 мкм) отдельных зерен неправильной формы.

Кварц установлен как в виде отдельных ксеноморфных зерен неправильной формы, так и в виде срастаний с пиритом.

Халькопирит в пробе установлен в виде редких отдельных ксеноморфных зерен.

Арсенопирит представлен в виде единичных зерен размером 20 мкм.

Сфалерит отмечен только в виде включений, размером до 40 мкм, в зернах пирита. В сфалерите установлена примесь серебра до 2,4 масс. %.

Единичные зерна керстерита и феррокерстерита образуют срастания с сульфосолью серебра и формируются в основном в краевых частях его зерен.

Флюорит в пробе наблюдается в виде отдельных единичных зерен размером до 50 мкм. Зерна флюорита ксеноморфные, неправильной формы.

Самородное золото установлено в пробе в виде отдельных самостоятельных неправильной формы зерен размерами 70-150 мкм (рис. 1).

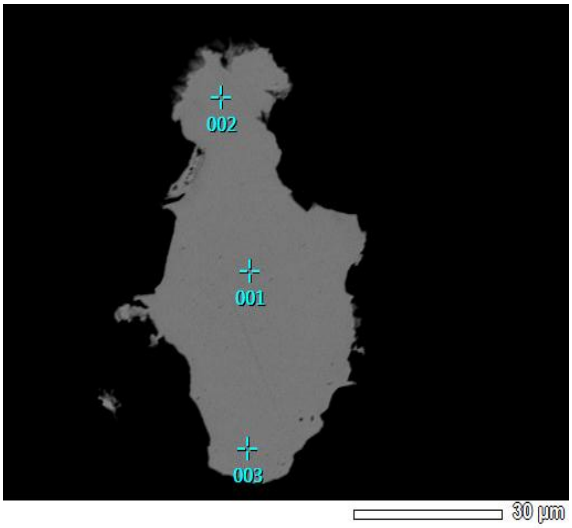


Рис. 1. Характерная морфология зерна золота

Sn-Ag сульфосоль в пробе установлена как в виде отдельных зерен, так и в виде включений в пирите и халькопирите. Отдельные зерна сульфосоли серебра в основном неправильной формы, ксеноморфные, реже – гипидиоморфные.

В завершении следует отметить, что руды золотосеребряного месторождения Невенрекан имеют довольно перспективные параметры, но из-за сложного вещественного состава нуждаются в дальнейшем изучении.

В настоящее время выделен основной полезный компонент руды – серебро.Серебро в руде представлено сульфидными и селенидными формами.

Золото в руде месторождения Невенрекан представлено самородной формой.

В заметных концентрациях в руде обнаружено крупное свободное золото (до

35.%), однако довольно значительные количества металла сосредоточены и в других формах – в виде мелких свободных частиц (10-40 мкм) и в открытых срастаниях с сульфидами (40%).

Литература:

1. Петров С.В. Изучение вещественного состава двух технологических проб месторождения Невенрекан г. Санкт-Петербург, 2014.

2. Зеленов В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. – 3-е изд. испр. и доп. – М.: Недра, 1989.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОНАЦИТОВ ИЗ РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЙ И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Благодаря высокой изоморфной емкости монацит является весьма информативным объектом для топоминералогических исследований. Нами ранее рассматривались типохимические особенности монацитов из золотоносных россыпейр. Малая Тырканда и её притоков руч. Туманный и руч. Тысынчакыыт [2, 3], а в данном сообщении мы приводим новые данные по монациту из пород Джелтуллинского массива и их сравнительную характеристику с россыпными минералами.

Джелтулинский массив – магматогенная структура, нижнемелового возраста. В центральной части массив сложен субщелочными сиенит-порфирами, краевые части выполнены лейкократовыми щелочными сиенит-порфирами [4]. В пределах комплекса монацит обнаружен в зонах изменения по вмещающим массив докембрийским гнейсам и кристаллосланцам и в метасоматитах по щелочным сиенитам. Монацит вместе с торитом, ксенотимом, цирконом встречается в виде вкрапленности приуроченной к выделениям КПШ и кварца. По данным микрозондового анализа состав минерала не постоянен и варьирует в довольно широком диапазоне – изменяется содержание, как основных минералообразующих компонентов Ce, La, Nd, Th так и примесей, среди которых отмечаются - Ca, Si, Pr, Y, Sm, иногда тяжелые лантаноиды - U, Gd, Dy. Однако, характер распределения легких лантаноидов постоянен Ce>La>Nd и фактически не изменен, исключением являются лишь немногие зерна из руч. Туманный, где содержание Nd несколько превышает содержание La.

На тройной диаграмме (Ce+La) - Nd - Th (рис. 1) видно, что наиболее обогащенные торием монациты – из русловых отложений рек Малая Тырканда, Джелинда, а монациты руч. Тысынчакыыт и руч. Туманный содержат больше Nd

чем Th. В зернах из переката Макылган помимо основных компонентов отмечаются примеси Y, U, Fe и отсутствует характерный для «Тыркандинских» проявлений Pr (табл. 1).

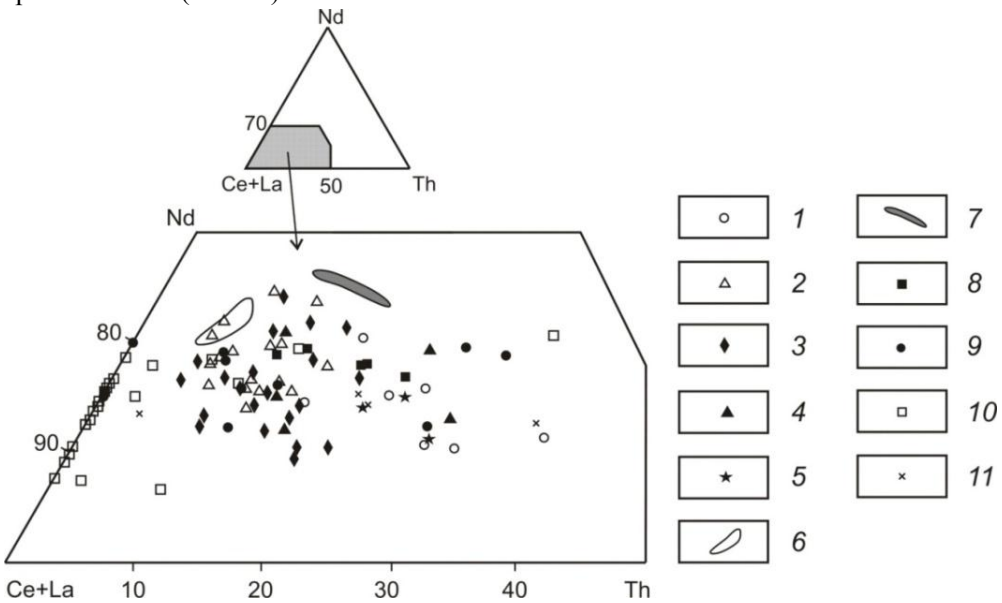


Рис. 1. Диаграмма распределения Ce+La, Nd и Th в монаците.

1 – р. Малая Тырканда; 2 – руч. Тысынчакыыт; 3 – руч. Туманный; 4 – Макылган, р. Алдан [2]; 5,7,8 – Адуйский массив: 5 – граниты [5]; 7,8 – пегматиты [1]; 6 – гранитоиды Романовского массива [6]; 9,10 – Джелтулинский массив: 9 – зоны изменения по вмещающим массив докембрийским гнейсам и кристаллосланцам; 10 – метасоматически измененные сиениты; 11 – р. Джелинда.

Редкоземельные фосфаты из р. Джелинда, содержат примесь Th от следов до значительных количеств, примесь U, Y и не характерную для других проявлений примесь Prв весьма весомых количествах иногда даже превышающих содержание Nd. Фигуративные точки состава монацитов из измененных докембрийских гнейсов и кристаллосланцев вмещающих Джелтулинский массив благодаря варьируемым в широком диапазоне содержаниям основных компонентов распределились в весьма обширную область, захватив в свой ареал многие фосфаты из русловых отложений руч. Тыссынчакыыт, пер. Макылган и частично руч. Туманный. Их сородичи, редкоземельные фосфаты из метаморфически преобразованных сиенитов за счет низкого содержания Th тяготеют к левому краю диаграммы, довольно близко приближаясь по составу к некоторым зернам из проявлений руч. Туманный, руч. Тыссынчакыыт.

Таблица 1

Химический состав монацитов из россыпепроявлений, в вес. %

№	SiO_2	CaO	P_2O_5	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	UO_2	ThO_2	Сумма
р. Малая Тырканда												
1	3,98	1,40	25,49	12,89	22,76	-	7,91	-	-	-	24,74	99,17
2	4,33	-	27,08	13,84	26,98	-	7,30	-	-	-	20,38	99,91
3	3,65	-	28,86	17,60	25,64	-	7,58	-	-	-	19,00	102,33
4	2,05	1,77	29,12	11,96	26,07	2,89	12,78	-	-	-	10,95	97,59
руч. Тыссынчакыыт												
1	1,44	-	32,83	13,25	27,08	-	11,74	3,26	-	-	6,78	98,30*
2	-	-	32,49	15,91	31,18	-	10,17	-	2,29	-	4,76	96,80
3	-	-	33,72	17,19	30,30	-	11,55	-	2,09	-	4,40	99,25
4		-	31,93	13,65	31,56	2,56	13,97	-	2,94	-	3,79	100,40
руч. Туманный												
1	2,43	-	29,83	16,51	29,37	1,05	6,80	-	-	-	13,19	99,18
2	-	1,35	33,81	13,46	28,63	-	14,01	-	-	-	8,61	99,87
3	-	1,59	34,12	11,44	28,25	1,39	13,29	3,18	-	-	7,87	101,13
4	-	-	33,42	14,43	34,32	3,64	12,05	-	-	-	3,72	101,58
пер. Макылган												
1	2,74	0,75	25,64	11,88	28,52	-	9,05	2,16	-	-	19,25	99,99
2	-	0,70	22,01	10,68	28,54	-	8,83	-	-	0,6	16,39	87,92**
3	-	1,41	27,40	19,36	31,83	-	9,10	-	-	-	10,90	100,00
4	0,96	0,81	29,85	13,05	33,56	-	14,51	-	-	-	7,79	100,52
р. Джелинда												
1	3,45	1,52	21,8	8,73	22,61	6,34	7,6	1,03	-	-	21,1	94,22
2	2,11	0,97	21,45	11,25	26,92	7,83	8,73	1,15	-	-	12,37	92,79
3	1,34	1,31	24,26	10,55	26,25	7,74	8,71	1,1	-	1,33	11,38	93,97
4	-	0,52	28,34	15,69	31,49	10,50	7,92	0,90	-	1,48	1,93	98,77

*Примечание. Прочерк – не установлено в пределах погрешности микрозондового анализа, * – в сумму включено содержание Dy_2O_3= 1,92%, ** – Y_2O_3 =0,17%.*

Необходимо отметить, что во время исследования минерального состава метаморфически измененных сиенитов вокруг зерен циркона были обнаружены тонкие каймы ксенотима с примесью Dy_2O_3 = 8,73%; Gd_2O_3 = 4,03%, весьма схожего по составу с ксенотимом (Dy_2O_3 = 9,01;Gd_2O_3 = 4,47) из монацита ручья Туманный (рис. 2).

Редкоземельные фосфаты из проявления р. Малая Тырканда близки по составу к таковым из р. Джелинда и керамическим пегматитам Адуйского массива [5]. Зерна из руч. Тыссынчакыыт попадают в поле состава минералов из гранитоидов Романовского массива [6]. Монациты из гранитных пегматитов Липовки и копей Мора отличаются несколько повышенным содержанием Nd, Y и пониженным Th [1].

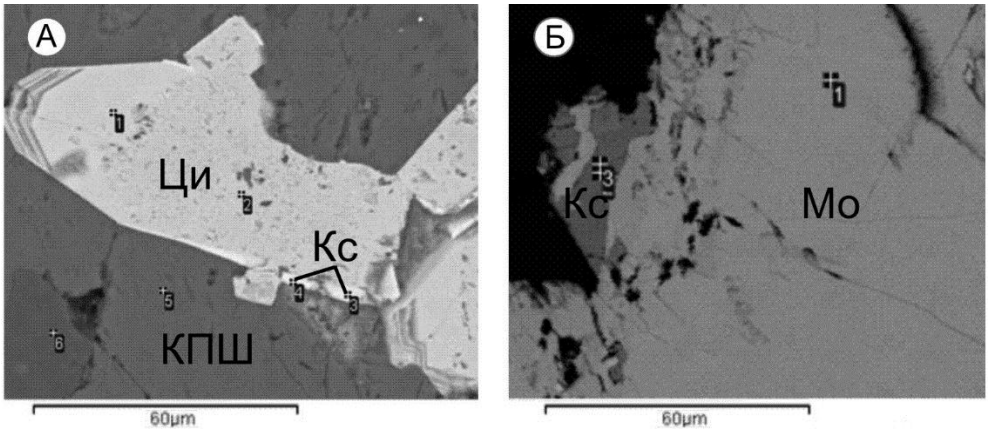


Рис. 2. Срастания ксенотима (Кс) в цирконе (Ци) и монаците (Мо).

А – кайма ксенотима (Кс) вокруг циркона (Ци) в КПШ из метасоматически измененных сиенитов Джелтулинского массива; Б – включение ксенотима (Кс) в монаците (Мо) из россыпепроявления руч. Туманный.

Проведенный сравнительный анализ показал, что монациты из водотоков Тыркандинского района близки по составу иминералам-включениям к монацитам из располагающихся в пределах территории магматических образований, что отражает генетическую близость минералообразующих источников. Монациты проявлений р. Малая Тырканда, пер. Макылган и р. Джелинда имеют свои различия по содержаниям примесных элементов. Для более детального установления закономерностей формирования монацита – ценного и важного концентратора РЗЭ, необходимы дальнейшие топоминералогические изыскания.

Работы выполнены в рамках проектов фундаментальных научных исследований №0381-2014-0004,НИР ИГАБМ СО РАН (проекты VIII.72.1-2).

Литература:

1. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Захаров А.В. Состав и возраст монацитов из гранитных пегматитов Липовки и копей Мора (Средний Урал). RMSDPI 2012-1-7-0.http://www.minsoc.ru/2012-1-7-0.

2. Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А. Типохимизм монацитов из золотоносных аллювиальных отложений в пределах Тыркандинской зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы С-В России. Якутск. Изд. дом СВФУ. 2014. с. 326-330.

3. Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В., Ибрагимов К.З. Топоминералогическая проекция эндогенной минерализации благородных металлов, редких и радиоактивных элементов Центрально-Алданской магматогенной системы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3с, ч.2. С. 23-27.

4. Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2014. №5. С. 43-52

5. Попова В.И., Чурин Е.И. Зональность и секториальность состава монацита-(Ce) гранитных пегматитов среднего и южного Урала // Записки Российского

минералогического общества. 2009. № 5. С. 77-90.

6. Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. и др. Гранитоиды востока воронежского кристаллического массива: геохимия, Th-U-Pb возраст и петрогенезис // Вестник ВГУ, геология. 2011. № 2. С. 98-115.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПОВ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО ИНДИКАТОРНЫМ ПРИЗНАКАМ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА (ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

Каженкина А.Г., Никифорова З.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Для центральной части Вилюйской синеклизы характерен широкий ореол рассеяния мелкого и тонкого золота с неустановленными промышленными россыпями и коренными источниками. В результате обобщения имеющихся материалов по минералого-геохимическим особенностям россыпного золота Лено-Вилюйского междуречья выделены индикаторные признаки характерные для золото-кварц-малосульфидной, золото-серебряной и золото-платиноидной формаций коренных источников.

Малосульфидная золото-кварцевая формация. Данный тип коренных источников прогнозируется на Вилюйской синеклизе вблизи Якутского и Сунтарского сводов и более мелких структур, где широко развит ореол рассеяния мелкого (0,1-0,25 мм) чешуйчатого золота. По пробности около 90 % шлихового золота представлено высокой и весьма высокой пробностью (950-999 ‰), среднепробное (850-899 ‰) составляет лишь 10 %. Согласно микрозондовым данным, полученным при площадном сканировании приполированных поперечных срезов золотин, изученное россыпное золото характеризуется гомогенным Au-Ag составом, с повышенным содержанием примеси Cu (0,24-1,47%). В золоте средней пробности (< 850‰) содержание Cu не превышает 0,03%. По данным В.П. Самусикова [1], высокое содержаниеCudo 1,47% характерно для глубинных месторождений. Результаты изучения внутреннего строения показали, что подавляющее большинство россыпного золота пробностью до 999‰ (60%) имеет полностью перекристаллизованную структуру, для многих из них свойственны сплошные высокопробные оболочки. В единичных золотинах наблюдаются структуры пластических деформаций в виде многочисленных линий трансляций. Пластические деформации приводят к полному или частичному исчезновению в золоте первичной гипогенной зернистой структуры, и оно приобретает слоистое строение. Выявленные структуры свидетельствуют о поступлении золота из докембрийских источников. В результате анализа состава микроминералов заключенных в матрице золотин обнаружены микронные (1-5 мкм) включения сульфидов, по элементному составу соответствующие пириту и

арсенопириту. В золоте преобладают микровключения породообразующих минералов – в процентном соотношении доминирует кварц, затем полевые шпаты и карбонаты. В целом, установленные индикаторные признаки россыпного золота, а именно высокая пробность (950-999 ‰), повышенное содержание Cu (до 1,47%), микроминеральные включения пирита, арсенопирита, кварца и карбонатов, наличие структур перекристаллизации, линий пластических деформаций характерны для коренных источников малосульфидной золото-кварцевой формации.

Золото-серебряная формация. Коренные источники данной формации прогнозируются в зоне Кемпендяйских дислокаций, вистоках рек Кемпендяй, Намана, Тонгуо и Чыбыда. В бассейнах этих рек россыпное золото представлено в основном фракцией > 0,25 – 1 – 2 мм, пластинчатыми и комковидными формами (до 60%). Золотины чешуйчатой формы размером 0,1 – 0,25 мм составляют около 40%. Золото характеризуется в основном средней и низкой пробностью от 500 до 870‰, с повышенным содержанием Ag (до 47,7%) и Hg (до 1,46%). Высокосеребристое золото (до 500‰) обнаружено в истоках рек Намана (руч. Ексенде) и Чебыда. Повышенное содержание Hg от 0,73 до 1,46% установлено в низкопробном золоте истока р. Намана. (руч. Ексенде, Сасыл-Уйалах). Кроме основных элементов-примесей (Ag, Cu, Hg), выявленных микрозондовым анализом, в россыпном золоте спектральным количественным анализом определено присутствие элементов-примесей таких как Pb, Zn, As, Sb, Te и др. Микровключения в россыпном золоте представлены в основном породообразующими минералами: кварцем, адуляром, кальцитом и альбитом. В трех среднепробных (850 %) золотинах из руч. Баага (р. Кемпендяй), выявлены включения стронциевого барита. В русловом аллювии этих водотоков наблюдается повышенное количество гальки халцедоновидного кварца и неокатанного барита. Особый интерес представляет присутствие в единичных золотинах руч. Баага (1,5 км выше устья) микронных включений самородного серебра (Ag-88.28 мас. %). Размеры этик микровключений не превышают 4 мкм, они представлены в виде неправильных округлых и прямоугольных выделений и расположены ближе к краевым частям золотины, не редко вдоль трещин. Установлено, что микроминеральные включения заключенные в матрице россыпного золота, как известно, практически не подвергаются внешним воздействиям и сохраняют свой элементный состав и тем самым позволяют судить о минеральной ассоциации золоторудных тел и о формационном типе коренного источника. Изучение внутренних структур россыпного золота показало, что оно имеет в основном монокристаллическое строение, на некоторых низкопробных золотинах наблюдаются очень тонкие фрагментарные высокопробные оболочки. Кроме этого на единичных золотинах встречается двухфазное золото, мозговидное и пористое внутреннее строение. Выявленные внутренние структуры характерны для золота близповерхностных низкотемпературных месторождений. Итак, обнаружение в

россыпном золоте (зона Кемпендяйских дислокаций) таких индикаторных признаков как высокое содержание Ag до 47.7%, повышенное количество Hg до 1.46%, присутствие широкого набора элементов–примесей Pb, Zn, As, Sb, Te, а также микровключений – стронциевого барита, самородного серебра, адуляра, кальцита, мозговидное, пористое внутреннее строение и двухфазное золото свидетельствуют о формировании на данной территории малоглубинных низкотемпературных коренных источников золото-серебряной формации.

Золото-платиноидная формация. Рудопроявления данной формации прогнозируются в правобережных притоках р. Вилюй, пространственно приуроченных к Сунтарскому сводовому поднятию. На исследуемой территории широко распространено хорошо окатанное чешуйчатое и пластинчатое золото, размером 0,1–0,25 мм, высокой пробности 950-999‰, с низким содержанием Ag (0,75-7,4%) и повышенным Cu (0,27–2,22%), с перекристаллизованныами внутренними структурами, со следами пластических деформаций. Спектральным количественным анализом в россыпном золоте установлены примеси Pt 6–96 г/т (в 6% проанализированных проб). В единичных пробах содержание Pt составляет 630 г/т, а в 4% проб содержание Pt в золоте достигает 1000-1130 г/т. Максимальное содержание Pt - 1130 г/т выявлено в двух шлиховых пробах из русловых отложений правобережья р. Вилюй (2 км ниже пос. Кокно). Примеси Pd до 570 г/т (в единичном случае > 1015 г/т) и Ni от 5 до 100 г/т отмечаются в 55 % проанализированных проб. Присутствие в золоте таких постоянных примесей как Pt, Pd, Ni указывает на наличие коренных источников вероятно Au-Pt формации. Микровключения в россыпном золоте представлены в основном породообразующими минералами: кварцем, ортоклазом, кальцитом, альбитом. Кроме этого, в двух зернах, отобранных из русловых отложений р. Баага, обнаружены включения экзотической минеральной фазы группы платины, что также является еще одним доказательством, формирования коренных источников Au-Pt формации на исследуемой территории. Совокупность выявленных в россыпном золоте индикаторных признаков - повышенное содержание Cu (до 2,22%), постоянное присутствие элементов примесей Pt, Pd и Ni, а так же включений экзотической минеральной фазы группы платины дает основание впервые прогнозировать в пределах Сунтарского сводового поднятия наличие коренных источников золото-платиноидной формации.

Таким образом, впервые на территории Лено-Вилюйского междуречья, прогнозируются коренные источники – золото-кварц-малосульфидной, золото-серебряной и золото-платиноидной формаций.

Литература:

1. Самусиков В.П. Элементы-примеси в самородном золоте – критерии определения формационной принадлежности золоторудных месторождений// Доклады РАН. 2003. Т.391. №1. С.99-103.

НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ СЕРЕБРЯНЫЙ ОБЪЕКТ ЧУКОТКИ: МИНЕРАЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Калько И.А., Николаев Ю.Н., Охапкина Е.Ю., Кривицкая Н.Н., Прокофьев В.Ю.

Московский государственный университет им. Ломоносова, г. Москва

В процессе геохимических работ на территории Чукотки были выявлены новые перспективные проявления, по своим характеристикам похожие на объекты, имеющие промышленную ценность. Район исследований расположен в 100 километрах к северу от г. Билибино (Чукотский АО). На территории проводились съемки по потокам рассеяния, с заверочными работами.

В геологическом строении участка выделяются осадочные породы карбон-триасового возраста, представленные сланцами, алевролитами, мраморизованными известняками, кварцитами, прорванные триасовыми габброидами анюйского комплекса, по внешней раме участка располагаются кислые интрузивные образования тымкивеемского диорит-гранитового комплекса, возраст становления которого составляет 116 – 108 млн. лет [1]. В районе известны промышленные россыпи золота, непромышленные россыпи олова, проявления золота, олова, сурьмы. Полезные ископаемые региона связывают с интрузивными породами мелового возраста.

В потоках выделению участка способствовали аномалии серебра, золота, свинца, цинка, меди и других элементов. Заверочные работы включали съемку по вторичным ореолам рассеяния, штуфное и сколковое опробование рудных образований. По результатам заверки были установлены площадные контрастные вторичные ореолы серебра, золота, свинца, меди. По потокам рассеяния на участке выделена геохимическая ассоциация $Au_{38}Ag_{10}Cd_5Mo_2Zn_2$, в почвенных пробах – $Ag_{34}Au_{27}As_5Pb_3Cu_2$, в рудных образованиях – $Ag_{1834}Au_{1098}As_{345}Pb_{308}Se_{123}Sb_{94}Zn_{63}$. Полученные ассоциации показывают наследование состава первичных руд аномальными геохимическими полями в различных компонентах.

Штуфным опробованием установлены содержания золота до 13 г/т, серебра до 1700 г/т, десятые процента – проценты сурьмы, меди, полиметаллов, мышьяка. Из наиболее интересных проб были сделаны аншлифы, пластинки для изучения флюидных включений. Состав сложных фаз определен с помощью микрозондовых исследований.

На участке развита преимущественно полиметаллическая ассоциация минералов, в отдельных образцах отмечается наложение на раннюю арсенопирит-пиритовую ассоциацию. Зафиксирована приуроченность благороднометалльной минерализации к полиметаллической ассоциации. Часто в пробе проявлены лишь отдельные стадии минералообразования, тогда как совмещение стадий

гарантирует присутствие серебра и золота в аномальных концентрациях. Среди минералов выделены четыре ассоциации, изложенные в порядке их образования (табл.). Высокие концентрации серебра в тетраэдрите позволяют выделить и самостоятельные выделения аргентотетраэдрита. Анализ выделения золота показал, что его проба 794 ‰.

Таблица

Ассоциации гипогенного (I-IV) и гипергенного минералообразования

Минерал	**I**	**II**	**III**	**IV**	**Гипергенная**
Пирит	×				
Арсенопирит	●				
Галенит		■			
Сфалерит		■			
Пирротин		■			
Халькопирит		■	×		
Золото			×		
Серебро			×		
Аурикуприд			× ?		
Науманнит			×		
Акантит			×?		●
Гессит			×?		
Петцит			×?		
Тетраэдрит			×		
Фрайбергит			●		
Аргентотетраэдрит			×		
Фрейеслебенит			×		
Миаргирит			×		
Марказит				×	
Стибнит				×	
Цинкенит				×	
Плагионит				×	
Скородит					■
Малахит, азурит					●
Куприт					×
Оксиплюмборомеит					×
Англезит					×
Мелантерит					×
Гольдичит					×
Арсениосидерит					×
Сидерит					×
Церуссит					×
Борнит					×
Ковеллин					×

Примечание: минералы: ■ – главные, ● – второстепенные, × – редкие.

Среди исследованных образцов на участке были выделены два с

представительными флюидными включениями. По макросоставу и минералогическому описанию в них установлены 1) арсенопиритовая минеральная ассоциация и 2) серебро-полиметаллическая минеральная ассоциация.

По фазовому составу при комнатной температуре флюидные включения подразделены на 3 типа: 1) углекислотно-водные включения; 2) газовые включения, заполненные углекислотой разной плотности с небольшой каймой водного раствора, 3) двухфазовые газово-жидкие включения водно-солевых растворов.

Температуры гомогенизации первичных флюидных включений типа 1 в кварце с арсенопиритовой минеральной ассоциацией изменяются в интервале от 324 до 270 °С. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа составляет 6.8-7.5 мас. %-экв. NaCl. Концентрация углекислоты в рудообразующем флюиде 2.6-2.4 моль/кг р-ра, а метана 0.7 моль/кг р-ра. Плотность углекислотно-водного флюида 0.92-0.96 г/см^3. Судя по величине температуры эвтектики (от –32 до –30 °С), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия, железа и магния. Гомогенизация углекислоты во флюидных включениях типа 2 в этом кварце, сингенетичных включениям 1 типа, происходит в жидкую фазу при температурах от +25.1 до +25.4 °С. Плавление углекислоты происходит в интервале температур от –57.0 до –57.5 °С. Температуры плавления ниже температуры плавления чистой углекислоты (–56.6 °С) связаны с наличием в ней небольшого количества примесей метана или азота. Плотность газовой фазы составляет 0.71 г/см^3. Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2, захваченных в период гетерогенизации флюида, изменяется от 1310 до 1050 бар при изменении температур от 324 до 270 °С. Температура гомогенизации вторичных флюидных включений типа 3 в этом кварце составляет 171 °С. Они содержат водный раствор, в котором преобладают хлориды натрия, железа и магния (температура эвтектики –31 °С) с концентрацией солей 6.4 мас. %-экв. NaCl. Плотность водного флюида 0.95 г/см^3. Температура гомогенизации первично-вторичных флюидных включений типа 3 в кварце с арсенопиритовой минеральной ассоциацией составляет 344-274 °С. Они содержат водный раствор, в котором преобладают хлориды натрия, железа и магния (температура эвтектики от –30 до -36 °С) с концентрацией солей 4.1-5.2 мас. %-экв. NaCl. Плотность водного флюида 0.66-0.81 г/см^3.

Температуры гомогенизации первичных флюидных включений типа 1 в кварце с серебро-полиметаллической минеральной ассоциацией изменяются в интервале от 292 до 284 °С. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа составляет 8.1 мас. %-экв. NaCl. Концентрация углекислоты в рудообразующем флюиде 5.0 моль/кг р-ра, а метана 0.7 моль/кг р-ра. Плотность углекислотно-водного флюида 1.02 г/см^3. Судя по величине температуры эвтектики (–34 °С), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия, железа и магния. Гомогенизация углекислоты во флюидных включениях типа 2 в этом

кварце, сингенетичных включениям 1 типа, происходит в жидкую фазу при температурах от +14.8 до +15.8 °С. Плавление углекислоты происходит при температуре –60.3 °С. Температуры плавления ниже температуры плавления чистой углекислоты (–56.6 °С) связаны с наличием в ней небольшого количества примесей метана или азота. Плотность газовой фазы составляет 0.82 г/см^3. Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2 в кварце с серебро-полиметаллической минеральной ассоциацией, захваченных в период гетерогенизации флюида, изменяется от 1610 до 1520 бар при изменении температур от 292 до 284 °С.

Данные исследования флюидных включений свидетельствуют, что на изучаемом участке присутствует минерализация двух типов. Один из них формировался при высоком давлении из гетерогенных углекислотно-водно-солевых флюидов на глубинах 3-5 км и похож по физико-химическим параметрам на флюиды орогенных месторождений [2]. Второй тип флюида тоже гетерогенный, со слабоминерализованными растворами и малым количеством углекислоты, похож на флюиды эпитермальных месторождений [3]. Судя по величинам флюидного давления, минерализация этого типа формировалась на глубинах не выше 1.0-1.5 км.

Литература:

1. Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // ДАН, 2007, т. 414, №2. С. 219-222.
2. Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models // Gold in 2000. SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 141–162.
3. Simmons, S.F., White, N.C. and John D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: Economic Geology, 100th Anniversary Volume, p. 485-522.

О ХАРАКТЕРЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕДНО-СКАРНОВЫХ РУД И AU-BI-ТЕМИНЕРАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ РУДНОГО ПОЛЯ РАЙГОРОДОК, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Ковалев К.Р.[1], Калинин Ю.А.[1,2], Наумов Е.А.[1,2], Сухоруков В.П.[1,2], Гладков А.С.[3]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
[2]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
[3]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Для ряда комплексных по составу золоторудных месторождений, на которых пространственно совмещены различные рудно-формационные типы оруденения, в том числе золото-медно-порфировое, золото-медно-молибден-порфировое, золото-медно-скарновое и золото-висмут-теллуридное, дискуссионными остаются

вопросы их соотношения. Иногда они рассматриваются в рамках единой модели рудно-магматических или порфирово-эпитермальных систем. На многих золото-медно-скарновых месторождениях Северо-Востока России, приуроченных к полям развития гранитоидного и дайкового магматических комплексов, присутствует эпитермальная Au-Ag-Te-Bi минерализация [2, 5, 6, 7, 9]. Масштабы её проявления варьируют в широких пределах. Существуют весьма противоречивые представления о пространственно-временных и генетических взаимоотношениях этих типов минерализации. Рассматриваются варианты: 1 - развитие комплексной золоторудной минерализации в связи с развитием полихронной рудно-магматической системы; 2 - развитие эволюционирующей рудообразующей системы в связи с гранитоидным магматизмом; 3 - развитие комплексной золоторудной минерализации с регенерационными процессами при тектоно-магматической активизации.

На территории Северного Казахстана в последние два десятилетия разведано и введено в эксплуатацию достаточно крупное месторождение такого типа – Райгородок [10]. Оно располагается в структурах каледонид, обрамляющих древний Кокчетавский массив, и представляет один из объектов крупной золотоносной Северо-Казахстанской провинции. По современным представлениям, комплексы каледонид представляют собой продукт многостадийных субдукционно-коллизионных процессов, происходивших в кембрийско-раннеордовикское время на границе Кокчетавского микроконтинента со Степнякской островодужной системой [3]. Формирование покровно-чешуйчатой структуры этой территории завершилось проявлением масштабного гранитоидного магматизма зерендинского и крыккудукского комплексов в позднем ордовике. Первый представлен тоналитами и гранодиоритами (455-445 млн. лет) [1], второй - небольшими массивами габбро-диоритов. В пределах рудного поля Райгородок (РПР) преобладающими интрузивными породами являются монцодиориты субщелочного ряда. По результатам U/Pb датирования акцессорных цирконов этих магматических пород методом SHRIMP был установлен возраст 442,0±3,7 млн. лет, что позволяет отнести все эти породы к степнякскому комплексу [4].

Структурно РПР приурочено к узлу пересечения рудоконтролирующей Новоднепровской зоны разломов северо-восточного направления с оперяющими разрывами, к которой приурочены рудные участки Южный и Северный Райгородок. Рудная минерализация на месторождениях приурочена к зонам субширотного и северо-восточного простирания. Максимальная протяженность их достигает 1,7 км, при ширине до 500 м. Оруденение прослежено до глубины 500 и более метров. В пределах минерализованных зон, по данным опробования, выделяются лентовидные и линзовидные рудные тела крутого северного или северо-западного падения, представленные вкрапленными и сетчато-прожилковыми рудами в измененных конгломератах и магматических породах,

позволяющими рассматривать подобный тип минерализации как штокверковый.

Оруденение пространственно тяготеет к эндо- и экзоконтактам Райгородокского интрузивного массива, полого падающая во все стороны поверхность которого сопровождается выступами и дайкообразными телами монцодиоритов и монцогаббро-диоритов, трахидолеритов. Контактово-метасоматические процессы в рудном поле наиболее широко проявлены во вмещающих терригенных породах верхнего ордовика - конгломератах, гравелитах, песчаниках и алевролитах в виде площадного скарнирования и ороговикования. Скарновый парагенезис представлен двумя главными минералами - гранатом и пироксеном, которые образуют пятнистые и полосовидные мономинеральные выделения по обломкам и цементирующей массе. Контактово-метасоматический процесс завершается более низкотемпературной пропилитизацией, с которой связана вкрапленная халькопиритовая минерализация, иногда с золотом. В интрузивных и вмещающих породах широко проявлены площадные процессы калишпатизации и окварцевания (кремнещелочной метасоматоз), а также в виде поздних секущих кварц-калишпатовых прожилков с золото-халькопирит-пиритовой минерализацией.

Руды характеризуются широкой вариацией сульфидов (1-3%, реже 10%) и крайне неравномерным распределением золота. Индикаторными элементами руд месторождений являются Pb, Zn, Sb, As, Ag, Bi, Te, Se, Mo. Основной минеральный состав руд представлен пиритом и халькопиритом. Микроскопически диагностируются также арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин и молибденит. Реже представлены субмикроскопические выделения минералов висмута, теллура и золота.

В рудах месторождений Северный и Южный Райгородок представлена Ag-Te-Bi- минерализация (самородный висмут, висмутин, бенжаминит, галеновисмутит, шапбахит, хаммарит, викингит, канниццарит, айкинит, наффильдит и ашамальмит). Они встречаются в виде редких субмикроскопических вкраплений в пирите, халькопирите, а также в кварце, карбонате, эпидоте, калиевом полевом шпате и хлорите. В ассоциации с висмутовыми и теллуровыми минералами часто встречается самородное золото. В сложных структурах срастания характерны следующие сочетания фаз минералов: айкинит+висмут сам.+галеновисмутит; галеновисмутит+ашамальмит+Bi сам.+висмутин; золото+галенит+тетрадимит; золото+тетрадимит; золото+хаммарит+тетрадимит; Bi сам.+золото+ +хедлейит+гессит; хедлейит+галеновисмутит; гессит+золото+Ag-висмутин+шапбахит; гессит+шапбахит; хаммарит+виттихенит; золото+хаммарит; галенит+саддлебаккит+золото; айкинит+Bi сам.; канницарит+Bi сам.+висмутин; Bi сам.+галенит; хаммарит+виттихенит+айкинит; хаммарит+висмутин; хаммарит+виттихенит; гессит+(Ag-Bi-Te-S)-минерал X. Нередко с этими минералами ассоциирует халькопирит.

Золоторудная минерализация представлена как субмикроскопическими

вкраплениями самородного золота в жильной кварцевой массе, так и в виде вкраплений в пирите и халькопирите. Среднее значение пробности золота составляет 872 ‰. По составу выделено две генерации золота: ранняя представлена редко встречающимся высокопробным золотом, чаще ассоциирующим с пирит-халькопиритовой минерализацией пород пропилитовой фации; поздняя, представленная низкопробным золотом, относится к основному продуктивному этапу рудообразования, тесно ассоциирующим с Ag-Pb-Te-Bi минерализацией. Изотопный состав серы пирита и халькопирита указывает на единый глубинный источник вещества.

Месторождение Райгородок рассматривается в качестве эталона золото-сульфидно-кварцевого штокверкового морфогенетического и золото-медно-серебряного геохимического типа [8]. В рамках рассмотрения формационной принадлежности золотого оруденения «райгородокского» типа отмечается, что на стадиях II и III (O_3-S_1) месторождение развивалось как золото-медно-скарновый или золото-медно-молибден-порфировый объект (скарноиды, филлизиты, вкрапленное оруденение, преобладающая Au-Cu-Mo специализация, тонкодисперсное Au). На позднем этапе (S_2) Райгородок оформился в среднеглубинный золоторудный штокверк с типовым набором признаков: серицитизация пород; полиметаллические сульфиды, теллуриды, блеклые руды; свободная форма золота; совмещенность вкрапленного и жильно-прожилкового типов оруденения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00353).

Литература:

1. Бабичев Е.А., Булыго Л.В., Борисенок В.И. и др. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклинория // Вестник МГУ, сер. Геология, 1972, № 4. С. 46-57.

2. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометальные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. III Всеросс. симпозиума Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 50-63.

3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т.46, № 8. С. 806-816.

4. Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. О возрасте Степнякского массива и связанного с ним оруденения (Северный Казахстан) // Доклады РАН, 2008, т. 422, № 5. С. 652-654.

5. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2011, т 30, №1. С. 97-107.

6. Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В. и др. Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования //

Геология рудных месторождений, 2013, том 55, № 2. С. 114-144.

7. Палажченко В.И., Степанов В.А., Данилов А.А. Ассоциация минералов в золотоносных скарнах месторождения Рябиновое (Хабаровский край) //Доклады РАН, 2005, т. 401, № 6. С. 808-813.

8. Рафаилович М.С. Золото недра Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.

9. Сидоров В.А., Волков А.В., Прокофьев В.Ю. и др. О корнях Au-Ag-эпитермального оруденения на примере Пауковского рудного поля, Детринского рудного района, Северо-Восток России // Доклады РАН, 2009, т. 425, №3. С. 357-362.

10. Сухорукова Е.И., Усатюк Н.В. Золотоносные коры выветривания Райгородского рудного поля // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения / Материалы XIV Международного совещания. Новосибирск: изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 649-651.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЛОМАМСКОГО РАЙОНА

Козлов Д.С.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург

Ломамский рудный район находится в пределах Тимптоно-Учурского блока Аладно-Станового щита, и характеризуется интенсивным проявлением процессов щелочного и субщелочного магматизма на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации, и связанных с ним гидротермально-метасоматических новообразований, различной формационной принадлежности. Установлено, что оруденение локализуется в ряделитолого-структурных обстановок - субгоризонтальные зоны повышенной проницаемости в терригенно-карбонатных толщах платформенного чехла и терригенных отложениях юрского возраста; в экзоконтактовых зонах интрузий мезозойского возраста; в крутопадающих разрывных нарушениях, картируемых в глубоко метаморфизованных породах архейского возраста, а также в мезозойских интрузиях.

Ломамский рудный район расположен в пределах Тимптоно-Учурского блока Алдано-Станового щита. В его геологическом строении принимают участие геологические образования архейского возраста, относимые к сутамской и кюриканской свитам, на которых с резким структурно-стратиграфическим несогласием залегают кембрийские карбонатные породы, перекрытые, в свою очередь, юрскими терригенными отложениями.

Архейские метаморфические образования района представлены переслаивающимися между собой различными по составу кристаллическими сланцами и гнейсами с горизонтами кварцитов, кальцифиров и мраморов,

претерпевшие воздействие процессов ультраметаморфизма и региональной гранитизации. Степень метаморфизма архейской толщи соответствует условиям гранулитовой фации.

На пенепленизированной размытой поверхности сложно дислоцированных архейских образований с резким угловым несогласием залегает толща морских карбонатных отложений венд-нижнекембрийского возраста. Карбонатные отложения выявлены в основном на вершинах сопок. В пределах района венд-нижнекембрийские породы представлены преимущественно серыми плотными массивными доломитами юдомской серии.

На размытой поверхности нижнекембрийских доломитов со стратиграфическим несогласием залегает толща юрских терригенных угленосных отложений, слагающих Ытымджинскую грабен-синклинальную структуру.

Повсеместным распространением в районе пользуются четвертичные отложения, практически повсеместно содержащие золотоносные россыпи.

Многочисленные магматические образования представлены архейскими гранитами, дайками долеритов раннепротерозойского возраста, мезозойскими дайками и пластовыми интрузиями, преимущественно щелочного и субщелочного состава, и интрузивными массивами сиенит-гранитного и грано-диоритового состава – «гольцами Билибина и Чайдах».

Во вмещающих мезозойские интрузивы породах широко развиты гидротермально-метасоматические изменения. Архейские гнейсы повсеместно окварцованы и гематитизированы; в доломитах венд-нижнекембрийского возраста отмечены скарнирование и окварцевание; юрские аркозовые песчаники содержат новообразования адуляра. В мезозойских интрузивных породах развита сульфидизация. В целом для Ломамского района характерны проявления березитовых новообразований, развивающихся как по глубокометаморфизованным породам архея, так и по терригенным толщам юры.

Из выявленных в районе рудных полезных ископаемых наиболее ценным является золото. Ареалы проявления золоторудной минерализации пространственно связаны с узлами мезозойских магмопроявлений. При этом четко прослеживается аналогия между рудоконтролирующими факторами геологических структур Центрально-Алданского и Ломамского золоторудных районов, что позволяет надеяться на возможность выявления в Ломамском районе «лебединского» и «рябинового» типов золотого оруденения, а также объектов, сопоставимых по промышленной значимости, с недавно открытым месторождением «горы Рудной».

В пределах интрузивного массива «голец Билибина», ранее выявлено золоторудное проявление. Приуроченность этого проявления к кольцевой интрузии центрального типа, а также его локализация в гумбеитах кварц-адуляр-микроклин-серицитового состава, развивающихся по фельдшпатоидным сиенитам лейцитит-щелочносиенитовой формации позволяют отнести его к проявлению

«рябинового» типа, который назван по одноимённому месторождению в Центрально-Алданском рудном районе. Выявление практически значимого оруденения рябинового типа возможно в пределах Билибинского и Чайдахского массивов.

В ареале развития северо-восточного экзоконтакта Билибинского интрузива и в юго-восточном экзоконтакте Чайдахского интрузива на участках Северный и Восточная Эхюнда поисковыми канавами и скважинами вскрыты золоторудные интервалы мощностью от 0,6 – 1,4 м до 2,5 – 3,3 м (Амарский В.Г. и др., 1975 г.) и полтора десятка рудопроявлений, отнесённых автором к «лебединскому» типу. Средние содержания золота здесь составляют 2,4 – 10,6 г/т. Большинство рудопроявлений локализуется в зоне пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Золоторудные проявления встречены в породах докембрийского фундамента, штоках, силлах, дайках сиенитов, в карбонатной толще венда-нижнего кембрия и теригенной толще нижней юры. Парагенетически золото сопряжено с ареалами магмопроявлений монцонит-сиенитовой формации. Оно установлено в пирит-кварцевых, гематит-пирит-кварцевых, пирит-карбонатных, полисульфидно-тремолитовых, кварц-карбонат-галенитовых ассоциациях. Наиболее продуктивный рудовмещающий горизонт приурочен к нижней части юдомской серии. Гидротермально-метасоматические околорудные изменения, связанные с формированием золото-сульфидного оруденения «лебединского» типа, локализующегося в карбонатной толще, проявлены карбонатизацией (анкеритизация, кальцитизация), перекристаллизацией кремней, отальковванием, серпентинизацией, тремолитизацией, в меньшей мере, пиритизацией. Гидротермально-метасоматическая деятельность в районе носила полистадийный характер. Вблизи интрузивных тел наблюдается зональность новообразований: на экзоконтакте с интрузиями отмечено скарнирование венд-кембрийских доломитов, далее - ареал пропилитизации. Наиболее поздние процессы березитизации привели к формированию собственно золоторудной минерализации.

На основе проведённых исследований Ломамского золоторудного района автор приходит к выводу о возможности выявления в его пределах золотого оруденения двух типов: лебединского и рябинового. На территории района следует поставить поисковые работы на выявление золотых месторождений указанных типов.

Литература:

1. Лагздина Г.Ю. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алданска. Лист О-52-XXVI.Объяснительная записка // М., 1965

2. Лагздина Г.Ю. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алданская. Лист О-52-XXVII.Объяснительная записка // М., 1979

3. Миронюк Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000, новая серия.Лист О-52, (53) (Томмот). Объяснительная записка // СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Козлова О.В., Гильманова Г.З.
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Расширение ресурсной базы регионов в современных экономических условиях возможно на основе прогнозно-металлогенического анализа с целью локализации площадей поисково-оценочных работ. В основе прогноза лежит районирование территории по геодинамическим типам базовых рудоформирующих комплексов и геохимическим типам металлогенических зон. В состав рудоформирующих комплексов входят месторождения, рудопроявления, точки минерализации, а также другие признаки оруденения (рудные объекты). Юг Дальнего Востока России относится к Сихотэ-Алинской металлогенической провинции [2]. В нашей работе тектонической основой для анализа рудоформирующих комплексов юга Дальнего Востока является монография [1], в которой детально рассмотрена геодинамика Востока России, выделены основные террейны, осадочные геологические комплексы, магматизм, а также описаны металлогения и ведущие рудные месторождения.

Геологическими организациями Дальневосточного региона накоплена база данных по месторождениям и рудопроявлениям полезных ископаемых [3]. Эта база включает 2127 рудных объектов на территории между 42 и 55 градусами с.ш. и 130-140в.д.

В настоящей работе сделана попытка выявить закономерностей распределения этих объектов. Для этогобыло сделано следующее:

1) на основании имеющейся базы рудопроявлений [3] на территории юга Дальнего Востока проведена географическая привязкарудных объектов. Слой рудных объектов сопоставлен с картой террейнов [1] (рис.1);

2) проведен статистический анализ данных, выявлены численные закономерности распределения рудных объектов в пределах каждого из террейнов, с целью выявления преобладания того или иного элемента в нем;

3) проведен кластерный анализ расположения рудных месторождений на всей рассматриваемой территории.

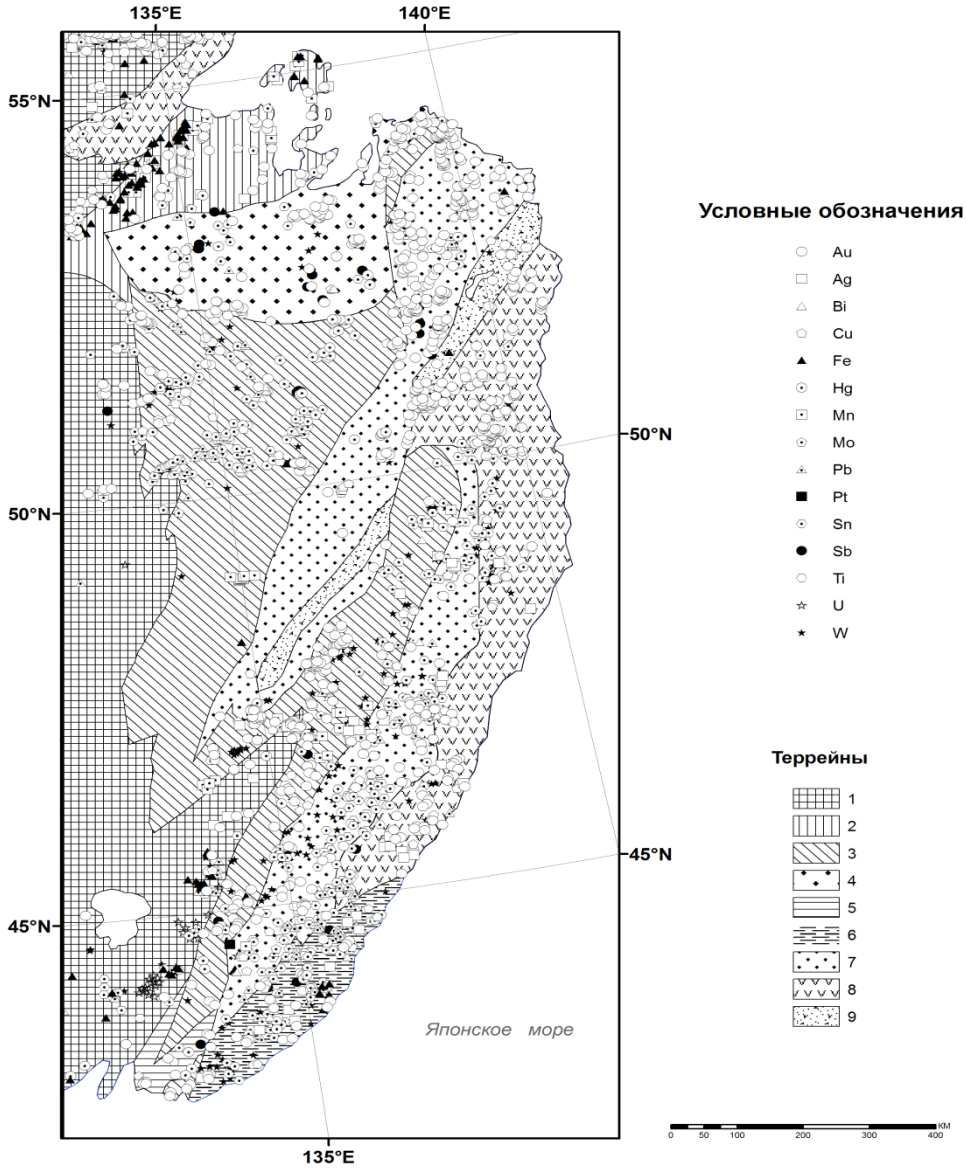


Рис. 1. Сводная карта 2127 рудных объектов и их расположение по типам террейнов.

Типы террейнов:

1 тип:докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны.

2 тип: палеозойские террейны.

3 и 4 тип: юрские террейны. (3 – фрагменты аккреционных призм, 4 – приконтинентального трубидитового бассейна).

5 тип: фрагменты докембрийского раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований.
6 - 9 тип: раннемеловые террейны-фрагменты. (6 – фрагменты некомской аккреционной призмы, 7 – приконтинентального синедвигового трубидитового бассейна, 8 – баррем-альбской островодужной системы, 9 – альбской аккреционной призмы).

Для работы использовались программы Excel, ArcGIS 9.2.

Были выбраны 15 основных типов рудопроявлений. Если рудопроявление полиметаллическое, для обозначения использовался знак основного элемента, но при статистических расчетах принимались в рассмотрение все элементы полиметаллического рудопроявления.

Сопоставление в программной среде ArcGis слоя рассчитанной плотности рудных объектов и слоя изученности исследуемой территории съемкой 50 000 масштаба показывает, что подавляющее большинство рудных объектов приходится на площади, где такая съемка была проведена. Дальнейшие расчеты мы строили на предположении, что отсутствие скопления рудопроявлений в тех или иных районах означает только то, что при проведении съемки масштаба 200 000 и мельче рудопроявления не были найдены или не было предпосылок для более тщательного их изучения.

Диаграммы на рисунке 2 (а), полученные статистическим методом группировок отражает неравномерное распределение рудных объектов по типам террейнов. Максимальное количество месторождений приходится на 3 и 7 типы террейнов (рис.1). В совокупности на них приходится 50% рудных объектов всей рассматриваемой территории. Площади террейнов разные (рис. 2б). На рисунке 2в показана плотность рудных объектов по террейнам.

Наименьшее количество рудных объектоввыявлено в пределах 9 и 5 типов террейнов и составляет всего 2%. Формы диаграмм 2а и 2б идентичны - чем больше площадь, тем больше рудных объектов. Но диаграмма 2в показывает, что металлогеническая нагрузка не находится в прямой зависимости от площади. Анализ общего количества проявлений рудных элементов показал, что монометаллических проявлений по всем элементам меньше чем полиметаллических.

Для каждого из 15-ти химических элементов была составлена карта, отражающая его распределение по террейнам и проведен статистический анализ методом группировок по химическим элементам. В результате была получена серия карт и диаграмм, выявляющие некоторые геохимические особенности металлогенической нагрузки каждого из террейнов.

В частности, процессе анализа, было выявлено, что золото (Au) присутствует во всех видах террейнов и является преобладающим элементом за исключением террейнов 2-ого и 6-ого вида, где преобладают, железо (Fe) и олово (Sn)

соответственно. Олово (Sn) присутствует в той или иной мере во всех типах террейнов, но максимальное количество его месторождений приходится на 3,6 и 7 типы. Уран (U) встречается в первом типе террейнов в количестве 26 месторождений, и 1 месторождение урана находится в 7 типе террейнов. Меньше всего рудных месторождений приходится на 5 и 9 террейны.

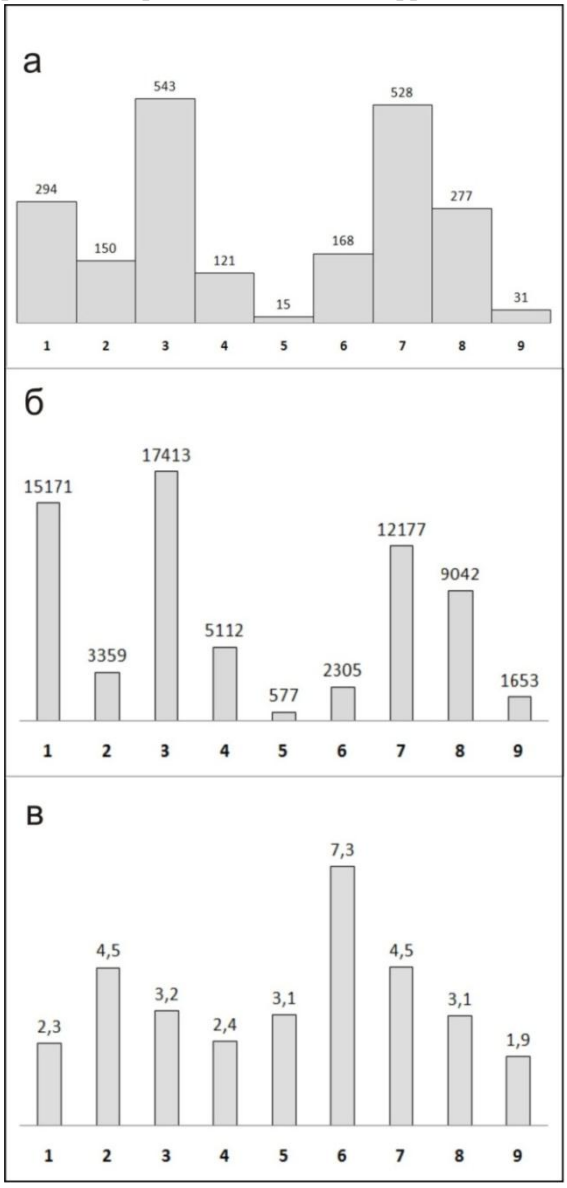


Рис. 2. а– количество рудных месторождений по типам террейнов; **б**– площадь террейнов (1000 га); **в** – плотность рудных объектов по типам террейнов (на 100 000 га).

Был проведен также кластерный анализ данных К- методом, который позволяет выявить в совокупностях данных (в нашем случае это рудные объекты) центры тяжести в их распределениях. Переменными величинами при расчетах являлись тип террейна, долгота, широта.

Центры тяжести кластеров, полученные расчетным путем, показывают наличии четырех кластеров, образованных рудными объектами на рассматриваемой нами территории (рис. 3).

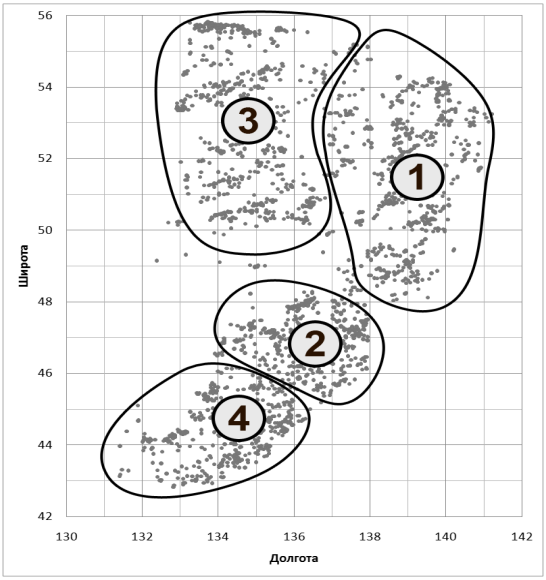


Рис. 3. Кластерный анализ рудных объектов по координатам. Цифрами обозначены центры тяжести.

Как исходные, так и полученные в результате статистического анализа данные собраны в проект ArcGis. В дальнейшем предполагается пополнение базы новыми тематическими слоями с геологической, геохимической и тектонической информацией, что будет представлять интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением ресурсной базы региона, и возможно позволит выявить новые закономерности.

Литература:

1. «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России». Под ред. Члена-корреспондента РАН А.И. Ханчука. Том 1., Владивосток, Дальнаука, 2006 год. С. 162.

2. Минерагеническая карта России, масштаб: 1:5000000, составлена: Геокарт, Министерство природных ресурсов, ФГУП «ВСЕГЕИ», Федеральное агентство по недропользованию, 2006 г., редактор(ы): Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Михайлов Б.К., Морозов А.Ф., Петров О.В., Феоктистов В.П., Шатов В.В.

3. Министерство природных ресурсов РФ. ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному Федеральному Округу». http://www.tfidvfo.ru / Картотека месторождений и проявлений ТПИ.

ТИПОМОРФИЗМ ЖИЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАДЕРЖНИНСКОЕ

Кондратьева Л.А., Емельянова Н.Н.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Карбонаты, наряду с кварцем, являются наиболее распространенными минералами эндогенных месторождений. По развитию тех или иных минеральных видов карбонатного вещества, по соотношению и уровню концентрации минералообразующих элементов можно судить об особенностях и формационной принадлежности оруденения. В продолжение исследований эндогенных карбонатов, проведенных коллективом нашего Института в конце 1970-х годов [2] в данной работе попытаемся охарактеризовать карбонаты месторождения Задержнинское, придерживаясь предложенной систематики и методики с использованием более современных аналитических приборов.

Изучение жильных карбонатов проводилось термическим (термоанализатор STA449C Jupiter фирмы «NETZSCH» (Германия), скорость нагрева 10°С/мин в инертной среде – аргон, аналитик Н.Н. Емельянова), рентгенофазовым (дифрактометр D2 PHASER фирмы Bruker (Германия), CuKα излучение, 30 кв, 10 ма с использованием базы данных PDF 2, аналитик Н.Н. Емельянова) и рентгеноспектральным (микроанализатор Camebax-Micro при ускоряющем напряжении 20 кв, ток – $0{,}8 \times 10^{-7}$А, t=10 сек, аналитик Н.В. Христофорова) методами анализа.

На месторождении Задержнинское карбонаты присутствуют в виде прожилков, гнезд и отдельных зерен в кварце. Содержание карбонатов в разных типах руд варьирует: в ранних стратоидных жилах концентрация их минимальна, возрастает в крутопадающих и наиболее высока в минерализованных зонах дробления. По взаимодополняющим аналитическим данным карбонаты месторождения представлены сидеродоломитом, магнезиоанкеритом, кальцитом и сидеритом (рис. 1, 2, табл.).Образование карбонатов происходило на всем протяжении гидротермального процесса, их можно подразделить на дорудные, раннерудные и позднерудные.

Дорудные карбонаты представлены кальцитом и в основном распространены на флангах рудного поля вне связи с рудоносными структурами в карбонат-кварцевых лестничных жилах, реже в виде мономинеральных прожилков в песчаниках. Единичное проявление сидерита наблюдалось на южном фланге месторождения в карбонат-хлорит-кварцевой жиле. Сидерит образует тонкую вкрапленность в крупнокристаллическом кварце, от чего тот приобретает густую бурую окраску.

Раннерудные карбонаты в кварце субпластовых жил представлены высокожелезистыми двойными солями ряда доломит-анкерит. По соотношению Fe

и Mgопределены, как сидеродоломит и магнезиоанкерит. Находки анкерита в золоторудных месторождениях очень редки, в работе [2] минерал описан только в полисульфидно-карбонатных ассоциациях касситерит-сульфидных и галенит-сфалеритовых руд Западного Верхоянья. Для Mg-анкерита месторождения характерен избыток кальция (1-6 ат.%). Двойные соли переменного состава находятся между собой в тесном срастании среди крупнозернистых скоплений ранних сульфидов.

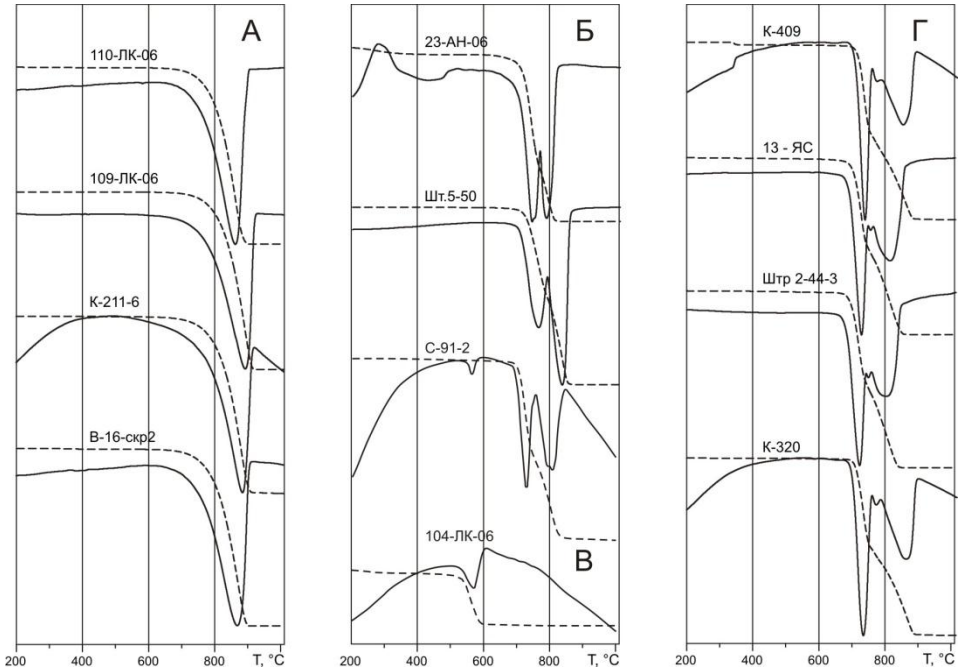


Рис. 1. Термограммы карбонатов месторождения Задержнинское (А - кальцита, Б - доломита, В – сидерита, Г – сидеродоломита и магнезиоанкерита). Пунктирная линия - кривая потери веса.

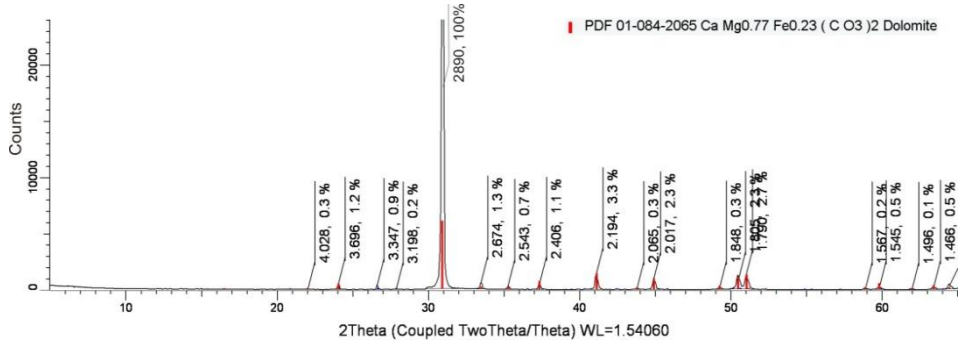


Рис. 2. Дифрактограмма доломита с примесью кварца. Обр. Шт.5- 50.

Таблица

Химический состав эндогенных карбонатов месторождения Задержнинское

№ №	№ образца/ № анализа	Привязка	Весовые проценты							Минерал	Формула
			CaO	FeO	MgO	MnO	SrO	CO_2	Сумма		
1	110-ЛК-06	Зап. фланг рудн. поля	53,22	1,46	0,48	0,416	0,682	43,74	100	кальцит	$(Ca_{0,96}Fe_{0,02}Mg_{0,01}Mn_{0,01}Sr_{0,01})CO_3$
2	108-ЛК-06/7		53,4	0,017	2,12	0,028	0,119	44,32	100	кальцит	$(Ca_{0,95}Mg_{0,05})CO_3$
3	К-211-1/4-1	Юж. фланг рудн. поля	54,53	0,129	0,91	0,345	0	44,09	100	кальцит	$(Ca_{0,97}Mg_{0,02}Mn_{0,01})CO_3$
4	К-211-1/5-4		27,92	9,71	15,03	0,249	0,594	44,69	98,19	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Sr_{0,02})(Mg_{0,74}Fe_{0,26})(CO_3)_2$
5	116-2-ЛК-06/1-5	Р/п №1 и №2, Стратоидные жилы	28,34	11,27	14,31	0,416	1,15	45,53	101,01	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,68}Fe_{0,3}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
6	К-308-1		28,37	15,54	9,96	0,47	0,688	43,26	98,28	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,5}Fe_{0,44}Ca_{0,02}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
7	К-308-1/5		28,76	16,48	8,41	1,1	0,341	42,69	97,78	Mg-анкерит	$Ca(Fe_{0,47}Mg_{0,44}Ca_{0,06}Mn_{0,03})(CO_3)_2$
8	36-ЯС/3		27,87	16,45	10,88	0,676	0,196	44,35	100,42	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,54}Fe_{0,46})(CO_3)_2$
9	36-ЯС		27,42	18,91	8,1	0,591	0,558	42,57	98,14	Mg-анкерит	$Ca(Fe_{0,54}Mg_{0,42}Mn_{0,02}Ca_{0,01}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
10	23-АН-06/6-2		27,93	14,32	12,31	0,716	0,226	44,69	100,19	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,6}Fe_{0,4})(CO_3)_2$
11	23-АН-06		28,42	18,73	8,45	0,571	0,596	43,63	100,39	Mg-анкерит	$Ca(Fe_{0,52}Mg_{0,42}Ca_{0,02}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
12	6-ЯС	М-ние, Жильные зоны	27,96	13,5	12,65	0,539	0,72	44,68	100,05	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,62}Fe_{0,37}Mn_{0,01}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
13	8-ЯС/1		28,1	14,45	11,68	0,491	0,571	44,22	99,51	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,58}Fe_{0,4}Mn_{0,01}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
14	8-ЯС/2-3		28,13	10,43	14,52	0,596	0,664	44,98	99,32	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,7}Fe_{0,28}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
15	11-ЯС/2		28,08	13,82	11,41	0,741	0,513	43,65	98,22	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,58}Fe_{0,39}Mn_{0,02}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
16	13-ЯС/1		28,16	13,75	12,03	0,692	0,546	44,33	99,51	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,59}Fe_{0,38}Mn_{0,02}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
17	13-ЯС/8-2		51,96	0,115	0,092	0,02	4,98	43,09	100,26	кальцит	$(Ca_{0,95}Sr_{0,05})CO_3$
18	17-ЯС/3-2		28,91	12,2	12,57	0,754	0,954	44,77	100,16	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,62}Fe_{0,34}Ca_{0,02}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
19	22-ЯС/3-3		26,25	17,48	9,95	0,519	0,667	42,79	97,66	Fe-доломит	$(Ca_{0,96}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(Mg_{0,5}Fe_{0,5})(CO_3)_2$
20	24-ЯС/2		28,04	14,25	11,33	0,79	1,02	44,04	99,47	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,56}Fe_{0,4}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
21	Штр.1-0/4	М-ние, мин. зоны дробления	27,27	12,72	13,52	0,668	0,801	44,72	99,70	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02}Sr_{0,02})(Mg_{0,66}Fe_{0,34})(CO_3)_2$
22	Штр.4бис-0-1		27,26	15,76	11,05	0,51	1,13	43,92	99,63	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,02})(Mg_{0,54}Fe_{0,44}Sr_{0,02})(CO_3)_2$
23	Штр.5-97-2		28,34	13,73	11,83	0,55	0,678	44,21	99,34	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,58}Fe_{0,39}Mn_{0,02}Sr_{0,01})(CO_3)_2$
24	Штр.5-97-2/3		50,41	0,108	0,073	0,027	2,4	40,75	93,77	кальцит	$(Ca_{0,97}Sr_{0,03})CO_3$
25	Штр.Ю-22/1-3		29,15	11,35	12,84	0,827	0,324	44,51	99,00	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,63}Fe_{0,32}Ca_{0,03}Mn_{0,02})(CO_3)_2$
26	Рсч.1-2/7-5		26,54	15,35	11,72	0,519	0,634	43,63	98,40	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mg_{0,02}Mn_{0,01}Sr_{0,01})(Mg_{0,56}Fe_{0,44})(CO_3)_2$
27	Рсч.1-2/1		29,57	5,81	16,88	0,08	0,285	45,38	98,00	Fe-доломит	$Ca(Mg_{0,82}Fe_{0,16}Ca_{0,02})(CO_3)_2$
28	Укл.66-1/2-1		28,07	11,24	14,2	1,5	0	45,36	100,37	Fe-доломит	$(Ca_{0,98}Mn_{0,01})(Mg_{0,68}Fe_{0,3}Mn_{0,02})(CO_3)_2$

Примечание. CO_2рассчитана на стехиометричное соотношение с катионами. Сумма первых трех анализов приведена к 100%

Позднерудные карбонаты месторождения по имеющимся данным представлены почти исключительно сидеродоломитом с различным соотношением Fe и Mg, но в целом отличаются повышенной железистостью. Карбонаты находятся в тесной связи с поздними сульфидами и сульфосолями. Существенных различий между сидеродоломитом секущих жил и минерализованных зон дробления не выявлено, но все же отметим тенденцию снижения концентрации в них Fe и возрастания доли Mg и Mn. Низкожелезистый сидеродоломит (FeO-5,81%) обнаружен в руде брекчиевой текстуры в ассоциации с кюстелитом и сульфидами Au и Ag. Наряду с ним наиболее поздним из карбонатов, образованных на заключительном этапе гидротермального процесса, является кальцит второй генерации. Сравнение состава разновременных кальцитов показывает существенное обеднение позднего кальцита MgO (0,07-0,09%) и MnO (0,02%) и резкое обогащение SrO (2,4-5%) относительно раннего (MgO – 0,48-2,12%; MnO – 0,03-0,4%; SrO – 0-0,7%).

Сопоставление результатов исследований со сведениями по карбонатам других месторождений Южного Верхоянья выявило их принципиальное отличие. На месторождении Юр [2] карбонат в жильном кварце пластовых тел диагностирован как кальцит с низкой примесью MnO – 0,125% и MgO – 0,27%. Карбонаты Главной зоны Нежданинского месторождения по данным В.А.Амузинского и др. [2], Г.Н.Гамянина и В.В.Алпатова [1] представлены доломитом и сидеродоломитом, которые по низкой железистости и повышенному содержанию марганца характерны для оруденения золото-серебряной формации. Состав изученных сидеродоломитов, а также их дифференциальные кривые разложения более близки к таковым некоторых месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации Верхне-Индигирского и Куларского районов.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014-2016 г.г.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 228 с.

2. Эндогенные карбонаты Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. – 227 с.

ТИРЯХ-ЮРЯХСКАЯ ПЕРСПЕКТИВНАЯ ПЛОЩАДЬ – НОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ FE-ОКСИДНЫЙ-AU-CU (IOCG) ПРОЕКТ С НУЛЯ

Костин А.В.[1], Саввинова Л.А.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2]Закрытое акционерное общество «Прогноз», г. Якутск

На текущий момент в России складывается ситуация, когда новых интересных объектов для лицензирования практически нет – все распределены.

В то же время появляется хорошая возможность для поисков новых перспективных площадей и участков, заверки их полевыми работами и привлечение внимания к ним потенциальных инвесторов.

Усовершенствованная система лицензирования этих новых объектов по заявительному принципу значительно упрощает процедуру получения лицензий и открывает большие возможности для развития юниорного геологоразведочного бизнеса в России.

Система лицензирования объектов недропользования в России следующая:

Объекты с запасами однозначно распределяются через аукцион. На сегодня практически все интересные объекты распределены, находятся у недропользователей и включают: ***Месторождения серебра***: Прогноз (ООО «Прогноз-серебро»), Мангазейское (ЗАО «Прогноз»), Верхне-Менкеченское (ООО «ГеоПроМайнингВерхнеменкече»). *Нераспределены* месторождения Кимпиче иКупольное. ***Месторождения золота***: Нежданинское, Кючус (PolyusGold, ОАО «Южно-Верхоянская ГРК»), Бадран, Базовское («Западная Голд Майнинг Лимитед»), Хангалас (ООО Артель старателей «Тал»), Дражное (ЗАО «ТЗРК»), Сентачанское (ОАО «Звезда»), Сарылах (ОАО «Сарылах сурьма»), Дуэт (ООО Рудник «Дуэт»).

Объекты категории рудных узлов с прогнозными ресурсами распределяются либо через аукцион, либо через конкурс. С 2015 года Распоряжением председателя правительства России Дмитрия Медведева от 4 июня 2015 года «Росгеология» утверждена единственным исполнителем госзаказа на геологоразведку полезных ископаемых сроком на два года. Этот статус дает госкомпании монопольное право на выполнение заказов Роснедр, размещаемых в рамках подпрограмм «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» и «Воспроизводство и использование природных ресурсов».

Речь идет о безконкурсном доступе не только к геологоразведке, но и к заказам на проведение региональных и картографических работ, созданию параметрических и глубоких скважин и т.д.

«Преференции даются «Росгеологии» для того, чтобы компания могла развиваться. Контракты, которые будут заключены в течение двух лет, будут носить долгосрочный характер», — заявил РБК глава Минприроды Сергей Донской. Перечень объектов Восточной Якутии, завершаемых в 2015 году, начатые в 2015 году и новые объекты на 2016 год на твердые полезные ископаемые (компетенция Росгеологии) включает: ***Золоторудные узлы***: Аркачанский, Берендейский, Верхнеамгинский, Конгычанский, Куларский, Нюектаминский, Олындинский, Силяпский, Суордахский, Сюрампинский, Талалахский, Тарынский, Черняйский, Шилгонский, Эгекитский. ***Сереброрудные узлы***: Нижнеимнеканский, Аллара-Сахский.

Перспективные площади – предмет интереса территориальных

геологических органов, имеющие прогнозные ресурсы категории «возможно» и Р1, также в основном уже вошли в Программу 2020 года, и попадают в компетенцию Рогеологии. К ним относятся выявленные и оцененные в последние 15 лет Средне-Нельгесинская, Эначинская, Северо-Тирехтяхская, Дербеке-Нельгесинская и Томпо-Делиньинская перспективные сереброносные площади, где необходима постановка разведочных работ.

Зеленые площади – относятся к первичному рынку ив рудной геологии вызывают все больший интерес. Это так называемые проекты greenfield (от англ. greenfield investments – инвестиции в зеленое поле). Так принято называть форму прямых инвестиций, направленных на создание новых горнорудных мощностей «с нуля». Проекты greenfield должны помочь восполнять истощающуюся ресурсную базу и на ее основе развивать промышленную.

Одним из перспективных объектов для greenfield-проектов в Восточной Якутии являются Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) месторождения. Этот тип месторождений характеризуется крупным ресурсным потенциалом золота, серебра, меди и других металлов и активно изучаются в мире [3], что увеличивает их генетическое разнообразие. Перспективы Восточной Якутии на предмет наличия Fe-оксидных-Cu-Au проявлений оцениваются высоко [1, 2, 4]. Требования к таким объектам включают:

1. Наличие точек золотой минерализации в контурах интрузива или зоны его экзоконтактовых преобразований;
2. Наличие признаков минерализации Fe-оксидного типа, диагностируемых на космоснимках;
3. Расположение вблизи дороги круглогодичного использования.

Одним из таких объектов, выделенных при анализе детальных космоснимков, является Тирях-Юряхская зеленая площадь, на которой расположен гранодиоритовый шток Чингада, прорывающий терригенные отложения нижней перми (рис. 1). Площадь расположена на правобережье р. Кюбюме в 6 км к югу от круглогодичной трассы пос. Кюбюме – пос. Томтор. Шток Чингада полностью обнажен и препарирован многочисленными правыми притоками р. Кюбюме и левыми притоками р. Тирях-Юрях. Абсолютная высотная отметка – 2030 м. Площадь его выхода на поверхность составляет 7,72 км^2.

В контурах штока и зоны контактовых изменений отчетливо дешифрируются два поля Fe-оксидной минерализации, различающиеся по цвету и, вероятно, минеральному наполнению. Минерализованная площадь с насыщенными коричневыми оттенками составляет 1,98 км^2, с темно-коричневыми оттенками – 3,45 км^2. Оба контура включают точки золотой минерализации (лист P-53-IX). Для данного участка недр отсутствуют сведения о наличии запасов полезных ископаемых и прогнозных ресурсов категорий Р1 и Р2. Участокне включен в программы и перечни объектов геологического изучения. Прогнозируемые параметры перспективного Fe-оксидного-Au оруденения приводятся в таблице.

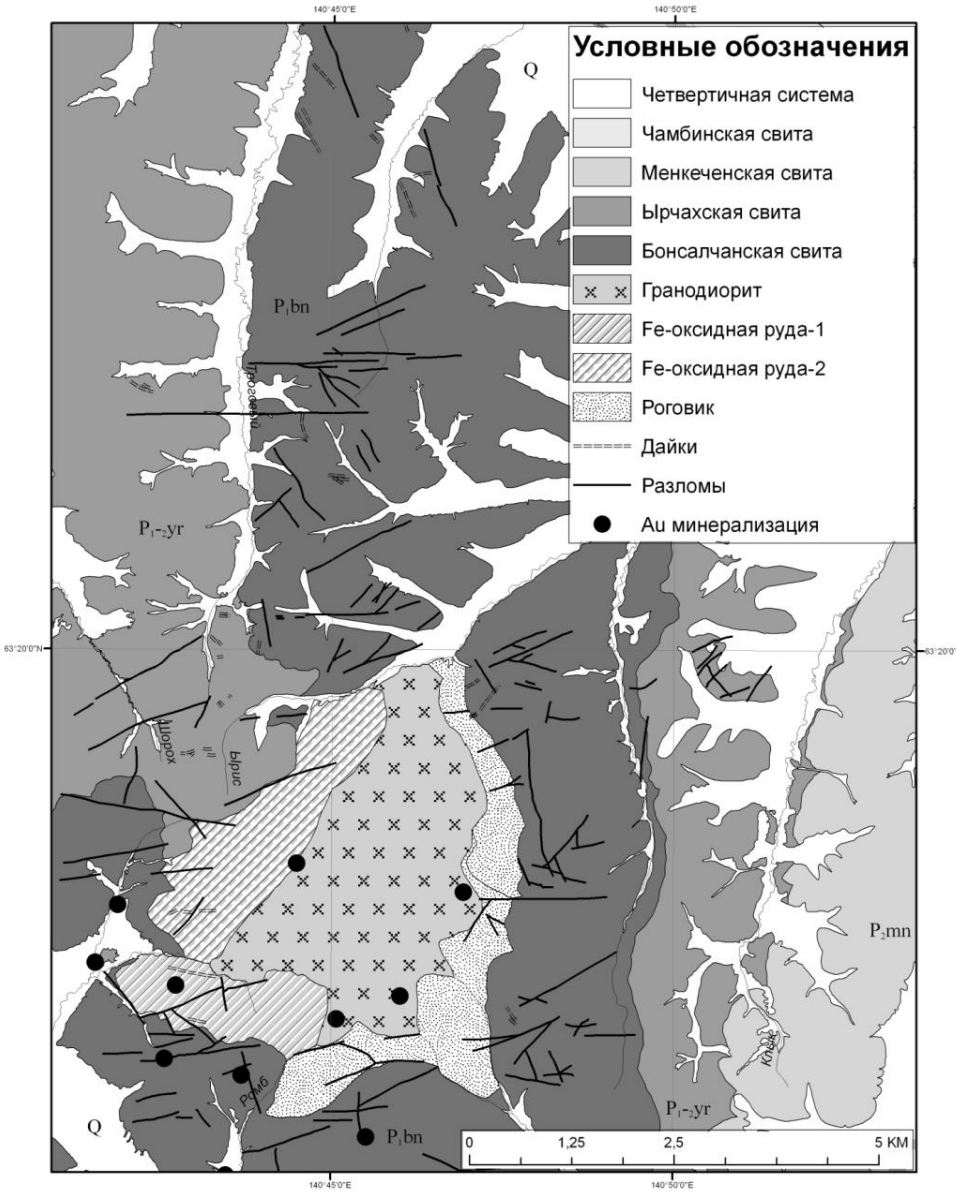


Рис. 1. Геологическая схема Тирях-Юряхской перспективной площади, составленная по результатам дешифрирования снимков Bing Map и выявленные перспективные участки с Fe-оксидной минерализацией.

Таблица

Оценка площадей с Fe-оксидной минерализацией Тирях-Юряхской перспективной площади

Минерализованные площади на карте (рис. 1)	**Площадь/ мощность минерализованных зон**	**Объем / вес рудной массы (млн.т.)**	**Прогнозные ресурсы золота (т) при содержании 0,5 г/т**
Fe-оксидная руда-1	1,98 км^2 / 150 м	297 / 801,9	400,95
Fe-оксидная руда-2	3,45 км^2 / 170 м	586,5 / 1583,55	791,77

Примечание. Мощность рудных зон оценена по цифровому рельефу; плотность руд принята равной 2,7 т/м^3 по аналогии с рудами Реп-Юреинского проявления [1]

Поэтому, лицензия на поиск и оценку месторождений твердых полезных ископаемых на Тирях-Юряхской перспективной «зеленой площадке» за счет собственных средств может предоставляться недропользователю на основании заявки без включения участка недр в программы и перечни объектов геологического изучения.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, базовый проект № VIII.72.2.5.

Литература:

1. Костин А.В.Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. №5. С. 3 – 10.

2. Костин А.В. ГИС как средство оценки рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия Сибирского отделения. Секция наук о Земле РАЕН. 2008. №7 (33). С. 97 – 105.

3. Gandhi S.S. World Distribution of Fe Oxide ± Cu-Au-U (IOCG) Deposits // Geological Survey of Canada, datacompilation. 2007. Database. Web.

4. Kostin A.V. Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. №9. pp. 1045 – 1053.

РТУТИСТОЕ САМОРОДНОЕ СЕРЕБРО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОГОВИК (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Кравцова Р.Г.[1], Макшаков А.С.[1], Пальянова Г.А.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

В структурном отношении Au-Ag месторождение Роговик находится в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в северном

замыкании Омсукчанского прогиба, сформировавшегося в условиях окраинно-континентальных подвижных поясов и зон Тихоокеанского сегмента (Северо-Восток России). Сведения о геологическом строении и вещественном составе пород и руд месторождения даны в работах [1, 5-7, 9].

Изученное месторождение является сложным полихронным образованием, формирование которого охватывает длительные интервалы времени. Установлены две формации руд – ранняя золото-серебряная (Au-Ag) и более поздняя серебро-полиметаллическая (Ag-Pb). В результате их совмещении образуются руды сложного полиформационного состава (Au-Ag-Pb). Наиболее высокие концентрации Hg, вплоть до образования амальгам, установлены в самородном серебре из Au-Ag-Pb руд. Найденные нами амальгамы серебра, которые в природе встречается крайне редко, являются первой находкой на территории Омсукчанского прогиба.

Изучение ртутистого самородного серебра осуществлялось с помощью микроанализатора JXA-8200 с использованием волновых и энергодисперсионного EX-84055MU спектрометров (JEOLLtd, Япония) (г. Иркутск, ИГХ СО РАН, аналитик Л.А. Павлова), а также сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оборудованного системой микроанализа INCA Energy 450+ и волновым спектрометром INCAWave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН, аналитик Н.С. Карманов). Анализировались зерна размером 5 мкм и больше, чтобы избежать фоновых количеств элементов, присутствующих в окружающих фазах. Минимальный диаметр зонда 1 мкм. Результаты проведенных исследований приводятся в табл. 1-3.

Чаще всего самородное серебро в Au-Ag рудах образует тонкодисперсные включения в кварце, заполняет микротрещинки и интерстиции, реже отмечается в ассоциации с кюстелитом, сульфосолями и селенидами серебра. Размер зерен самородного серебра, в основном, не превышает 10 мкм. Преобладают его округлые формы, часто зональной внутренней структуры. Примесь Hg присутствует во всех изученных нами зернах самородного серебра. Концентрации ее невысоки, от 0.53 до 1.70 мас.%. В качестве примесей установлены также Au, Sb, Se и S. Содержания этих элементов редко превышают 2 мас.% (табл. 1).

Таблица 1

Элементный состав (86 асс.%) самородного серебра.
Au-Ag руды. Месторождение Роговик

n	Ag	Au	Hg	Sb	Se	S	Сумма
Зерно 1							
1	95.20	0.12	1.27	0.39	0.59	2.72	100.29
2	95.50	0.18	0.98	0.46	0.45	2.62	100.19
3	94.08	0.21	1.46	0.56	0.19	3.10	99.60
4	94.55	0.31	1.32	0.68	0.22	2.65	99.73

продолжение таблицы 1

Зерно 2							
1	96.85	–	0.81	1.74	0.26	1.18	100.84
2	96.71	–	0.53	1.18	1.01	0.74	100.17
Зерно 3							
1	95.38	0.89	1.70	0.51	–	1.08	99.56
2	94.08	1.86	1.50	0.41	–	1.21	99.06
Зерно 4							
1	95.86	–	0.95	2.75	0.49	0.22	100.27
2	95.70	0.16	0.89	2.75	0.56	0.21	100.27

Примечание: As, Te, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, W, Mo, Sn, Bi, Ge, Mn – не обнаружены. Здесь и в табл. 2, 3: n – точки определения, прочерк – ниже предела обнаружения.

Самородное серебро Ag-Pb типа руд встречается в ассоциации с сульфосолями серебра и науманнитом, реже находится в виде срастаний с Se-акантитом, еще реже с другими рудными минералами. Для него характерна ксеноморфная форма зерен, размер которых не превышает ~30 мкм. Постоянной примесью является Hg. Резко возрастают ее концентрации, от 0.66 до11.13мас.%. В качестве часто встречающихся примесей установлены Sb, Se, S и Cu (табл. 2), появляются Zn, Fe и Te. Количество и уровень концентраций этих элементов заметно возрастает по сравнению с Au-Ag рудами. Наличие высоких концентраций Hg и отсутствие здесь Au является основным типоморфным признаком самородного серебра, характеризующего Ag-Pb тип руд.

Таблица 2

Элементный состав (мас.%) самородного серебра. Ag-Pb руды. Месторождение Роговик

n	**Ag**	**Hg**	**Sb**	**Se**	**S**	**Cu**	**Сумма**
Зерно 5							
1	89.34	11.13	–	–	0.33	–	100.80
2	87.63	10.93	–	–	0.40	0.34	99.30
3	96.74	2.49	1.14	0.34	0.25	–	100.96
4	95.51	0.66	–	2.04	1.44	0.28	99.93
Зерно 6							
1	96.14	1.45	1.34	0.64	0.45	–	100.02
2	96.96	0.94	1.48	1.35	0.71	–	101.44
Зерно 7							
1	95.68	1.89	2.73	0.17	0.85	0.11	101.43
2	85.72	3.53	4.82	0.26	4.77	0.45	99.55

Примечание: Au, As, Pb, Ni, Co, W, Mo, Sn, Bi, Ge, Mn – не обнаружены.

Самородное серебро в Au-Ag-Pb рудах находится в ассоциации с акантитом, сульфосолями серебра, науманнитом, аргиродитом, обычно замещает их на

отдельных участках, выполняет каемки вокруг этих минералов. Преобладает самородное серебро с размером частиц до 50 мкм и более. Характерны зональные структуры, осложненные разными неоднородностями. Состав примесей и уровень их концентраций крайне неустойчив и является отражением сложного и неустойчивого геохимического состава руд. Установлены все ранее перечисленные элементы. Чаще всего встречаются Au, Se, Cu, Fe, S, Pb. Постоянной примесью является Hg. Появление очень высоких содержаний Hg (вплоть до образования амальгам) – яркая отличительная особенность самородного серебра, характеризующего этот тип руд. Еще одна особенность – высокортутистое самородное серебро, которое кроме Au, других примесей не содержит (табл. 3).

Таблица 3

Элементный состав (мас.%) золотосодержащего высокортутистого самородного серебра (зерно 8). Au-Ag-Pb руды. Месторождение Роговик

n	Ag	Au	Hg	Сумма	Эмпирическая формула
1	77.28	7.88	14.26	99.43	$Ag_{0.866}Hg_{0.086}Au_{0.048}$
2	76.32	9.65	15.15	101.11	$Ag_{0.850}\ Hg_{0.091}\ Au_{0.059}$
3	66.78	10.59	24.60	101.96	$Ag_{0.778}\ Hg_{0.154}\ Au_{0.068}$
4	64.73	9.12	24.61	98.46	$Ag_{0.780}\ Hg_{0.160}\ Au_{0.060}$
5	67.32	8.03	23.20	98.55	$Ag_{0.800}\ Hg_{0.148}\ Au_{0.052}$
6	77.70	11.02	10.69	99.41	$Ag_{0.868}\ Au_{0.068}\ Hg_{0.064}$

Примечание: As, Sb,Te, Se, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, S, Ge, W, Mo, Sn, Bi, Mn – необнаружены.

Необходимо подчеркнуть, что уровни концентраций Hg в самородном серебре, наряду с элементным составом и уровнем концентраций остальных элементов-примесей, в целом, достаточно отчетливо отражают геохимические особенности разных по типу руд. Постоянное присутствие и высокие содержания Hg в рудах месторождения Роговик, вплоть до образования амальгам серебра, не типичны в целом для минерализации Омсукчанского прогиба. Это первая такая находка.

Появление высокортутистого самородного серебра, формы его выделения в виде ксеноморфных агрегатов и зерен с зональной структурой, осложненной разными неоднородностями, появление частиц размером до 50 мкм и более, разнообразие его минеральных ассоциаций, качественный и количественный состав примесей, говорят о более сложных физико-химических условиях формирования поздних Ag-Pb и Au-Ag-Pb руд по сравнению с Au-Ag рудами раннего этапа.

Появление высокортутистого самородного серебра с постоянной примесью Au, по всей вероятности, можно объяснить особенностями структурной позиции месторождения. С одной стороны его площадь приурочена к северному замыканию Омсукчанского прогиба, на территории которого находится множество Au-Ag месторождений и рудопроявлений, с другой – эта территория тесно примыкает к

рудоносным структурам Восточной Якутии, одной из крупнейших сереброрудных провинцией Северо-Востока России. На территории этой провинции находятся почти все крупные месторождения серебра, в том числе такие, как Ночное и Хачакчанское, уникальной особенностью которых является широкое распространение, наряду с самородным серебром, амальгам серебра [2-4, 8 и др.].

Первая находка золотосодержащего высокортутистого серебра в рудах месторождения Роговик говорит об уникальности этого объекта и возможной перспективе выявлении на территории Омсукчанского прогиба нового нетрадиционного типа минерального сырья и новых рудных объектов, в том числе крупных и уникальных.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00361).

Литература:

1. Журавкова Т.В., Пальянова Г.А., Кравцова Р.Г. Физико-химические условия образования сульфоселенидов серебра на месторождении Роговик (северо-восток России) // Геология руд.месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 351-369.

2. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск: ГУП НИП «Сахаполиграфиздат», 2003. 282 с.

3. Костин А.В. Крупные благороднометалльные рудно-магматические системы Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 17-25.

4. Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Осипов Л.В. Особенности серебряной минерализации Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 3-10.

5. Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Минералогия, состав, закономерности распределения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1739-1759.

6. Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Тарасова Ю.И., Куликова З.И. Минералого-геохимические особенности вмещающих пород и руд золото-серебряного месторождения «Роговик» (Северо-Восток России) // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН – Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2012. № 2 (41). С. 11-22.

7. Кузнецов В.М., Палымская З.А., Пузырев В.П. и др. Золото-серебряное оруденение в криптовулканической структуре // Колыма. 1992. № 3. С. 5-8.

8. Осипов Л.Н. Самородное ртутистое серебро Хачакчанского месторождения (Северо-Восток РФ) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: Матер. Всерос. научн. конф. с междунар. участием, посв. 100-летию С.Н. Иванова. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. С. 191-195.

9. Пальянова Г.А., Кравцова Р.Г., Журавкова Т.В. Твердые растворы $Ag_2(S,Se)$ в рудах золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12.С. 2198-2211.

ТЕКСТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ДЖАЛКАН (СЕТТЕ-ДАБАН, ЯКУТИЯ)

Кривошапкин И.И.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,г. Якутск

Сетте-Дабан – обширная горная система, продолжающая в южном направлении Верхоянский хребет. Она, простирается с севера на юг почти на 700 км при ширине от 60 до 150 км и сложена рифейско-палеозойской осадочной толщей с суммарной мощностью примерно 30 км, в разной степени осложненной интрузивами ультраосновного-щелочного, основного и щелочного составов.

Рудопроявление Джалкан расположено в северной части Сетте-Дабанского палеорифта и связано с вулканогенно-осадочными породами Джалканской серии. Джалканская серия залегает с несогласием на различных горизонтах силура и по В.А. Ян-жин-шину [2] включает до четырех вулканогенных пачек, в которых выделяется до семи покровов базальтов. Площадные излияния базальтов и трахибазальтов датируют средним девоном [3]. На исследуемой территории выделяются три базальтовых покрова [1].

Выходы девонских базальтов были закартированы во время полевых работ 2014-2015 гг. и отдешефрированы на снимках Bing Марс разрешением 1 м. (рис. 1). Видимые проявления самородной меди встречаются в измененных гетитизированных базальтах, в эпидотовых и кварцевых прожилках (табл. 1). Главный рудный минерал – самородная медь. Встречена в ассоциации с эпидотом, кальцитом и кварцем и в виде вкрапленности разного размера в эпидотизированных миндалекаменных базальтах.

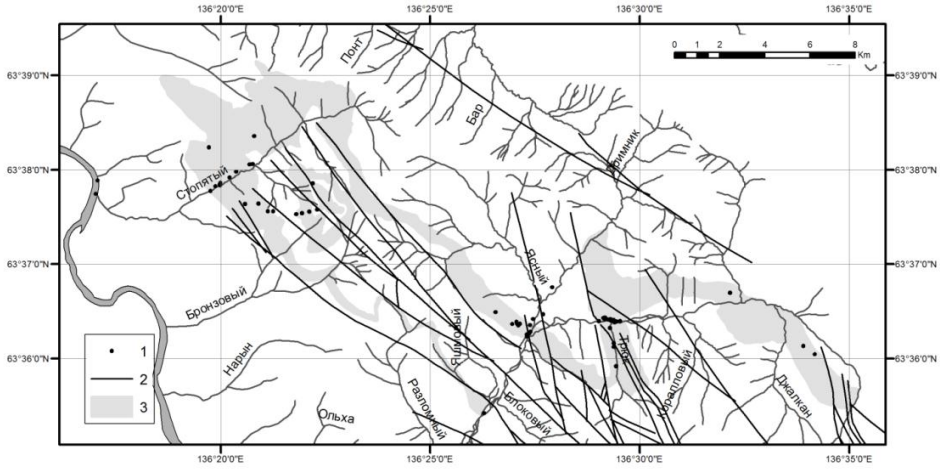
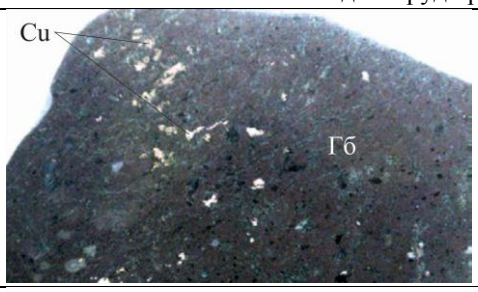
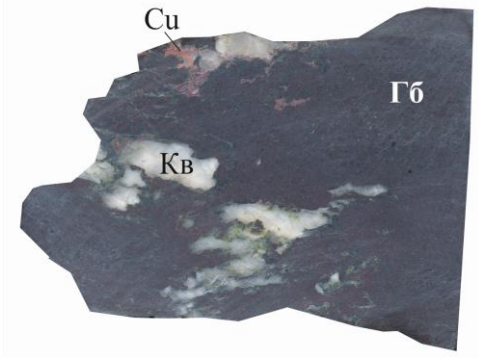
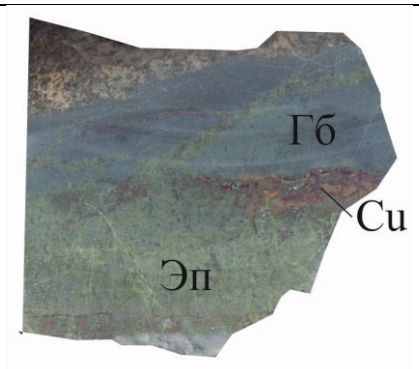
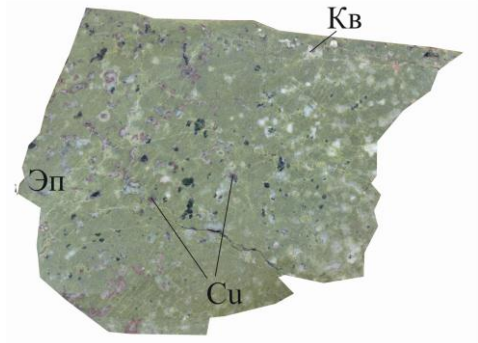


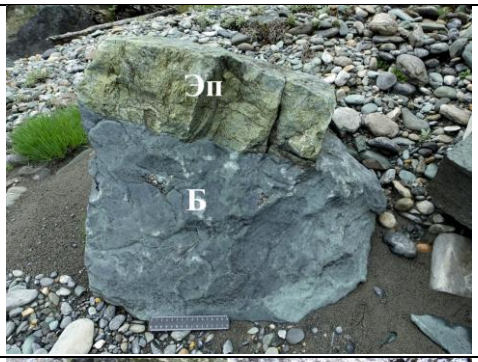
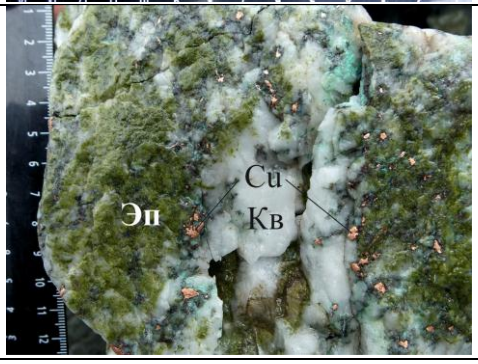
Рис. 1. Схема космодешифрирования покровов базальтов участка Джалкан (снимки Bing Map, 1 м). Условные обозначения: 1-места отбора проб; 2-разрывные нарушения; 3-покровы базальтов.

Таблица 1

Типы медных руд проявления Джалкан

	**Образец 10195**, (Fe-оксидная-Cu руда). Гетитизированный миндалекаменный базальт. Миндалины выполнены карбонатом и самородной медью (черное - обломки вмещающих терригенных пород). Содержания: Fe-18,45%; Cu-1,45%.
	**Образец 10195-2**, (Fe-оксидная-Cu руда). В гетитизированном миндалекаменном базальте участки карбонатизации. К контактам карбоната с базальтом приурочены крупные (до 2 см) выделения самородной меди. В базальте вкрапления самородной меди до 2-4 мм. Содержания: не анализировался.
	**Образец 10192**, (Cu-руда). На контакте базальта с эпидотом (тонкозернистый миндалекаменный агрегат, предположительно лавовый поток с обилием тонкой вкрапленности самородной меди) крупные линзовидные и прожилковые выделения самородной меди. В базальте прожилки и вкрапления самородной меди. Содержания:Fe-11,65%; Cu-2,24%.
	**Образец 10253-1**, (Cu-руда). Предположительно лавовый покров мощностью 0,5 м, сложенный миндалекаменным эпидотом. Миндалины выполнены карбонатом, хлоритом и эпидотом, округлые, часто с самородной медью. Содержания:Fe-10,17%; Cu-05%.

продолжение таблицы 1

	Обломок: контакт эпидотовой жилы (12 см. мощности) с базальтом. В эпидоте тонкая вкрапленность самородной меди.
	**Образец 10192,** (Cu-руда). Эпидотовые прожилки в базальтах с обильной вкрапленностью самородной меди. Содержания:Fe-11,68%; Cu-0,94%.
	**Образец 10177,** (Cu-руда). Вкрапления самородной меди до 0,5 см в кварц-эпидотовых прожилках. Содержания:Fe-7,2%; Cu-3,9%.

Примечание:Б-базальт, Гб-гетитизированный базальт, Кв-кварц, Эп-эпидот, Cu-самородная медь.

Результаты микрозондового изучения руд показали, что основным рудным минералом является самородная медь. Она ассоциирует с самородным серебром серебром, евгенитом, халькозином, борнитом, ковеллином, купритом и халькопиритом (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав рудных минералов проявления Джалкан (в %)

O	Al	Si	Ca	Fe	Ag	Hg	S	Cu	Total
Самородное серебро[1]									
12,39		*5,2*		*1,39*	**81,81**				100,79
11,77		*4,93*			**82,99**				99,69
Евгенит[1]– Ag_9Hg_2									
24,55	*2,16*	*3,44*	*3,52*	*3,2*	**43,8**	**17,83**			98,5
Халькозин – Cu_2S									
							23,44	79,02	102,46
							23,8	75,16	98,96
							23,33	74,56	97,89
							22,6	77,41	100,01
Герит – Cu_8S_5									
				2,93			23,87	72,42	99,22
				1,03			24,95	72,48	98,46
				1,58			29,92	69,34	100,84
				1,44			24,49	72,93	98,86
Борнит – Cu_5FeS_4									
				10,64			27,38	61,57	99,59
				11,16			27,43	61,33	99,92
				9,78			25,65	61,86	97,29
Ковеллин – CuS									
							32,42	65,9	98,32
Куприт – CuO									
10,4								87,2	97,6
10,28								93,01	103,29
9,8								89,33	99,13
Халькопирит – $CuFeS_2$									
				28,94			35,37	33,46	97,77
				29,61			34,49	33,95	98,05
				30,69			35,02	33,86	99,57

Примечание: (анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV, аналитик Попова С.К.). [1]Включения минералов серебра (евгенита и самородного серебра) меньше размера зонда, поэтому зонд захватывает в анализ соседние минералы (выделено серым).

Ассоциация самородных меди и серебра широко распространена в Мичиганских меденосных базальтах (США), которые осваиваются с 1845г. и имеют уникальные запасы меди и серебра. Целенаправленный поиск и находка самородного серебра и его ртутистой разновидности – евгенита в рудах проявления Джалкан важны, так как увеличивают экономическую привлекательность медных

руд Сетте-Дабана.

Поиск и изучение благороднометальной минерализации базальтов следует продолжить.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, базовый проект № VIII.72.2.5.

Литература:

1. Баранов В.В. Средний и верхний девон юго-восточного обрамления сибирской платформы (Южное Верхоянье, хребет Сетте-Дабан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007, том 15, № 5, С. 26-41.

2. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория // Якутск: ЯФ СО РАН АН СССР 1983, 156 с.

3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) // М.: МАИК "Наука/интерпериодика". 2001. 572 с.

4. Bornhorst T.J., Barron R.J. Copper deposits of the western Upper Peninsula of Michigan // Field Guides. – 2011. – Т. 24. – С. 83-99.

5. Cabral A.R., Beaudoin G. Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada // Mineralium Deposita. – 2007. – Т. 42. – №. 8. – С. 901-912.

6. Nishio K. Native copper and silver in the Nonesuch Formation, Michigan // Economic Geology. 1919. V14. P.324-334.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ОЛДОНГСИНСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Кукушкин К.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Конец 20-ого века был ознаменован открытием нового типа золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах. Отличительной чертой данных объектов является малое содержание полезных компонентов (МПГ, золото, уран и др.) при широком развитии рудовмещающих образований на больших площадях, вследствие чего они характеризуются крупными запасами полезных компонентов.

После открытия таких богатых месторожденийв Польше (Нижняя Силезия), месторождений в провинциях Гуйчжоу и Хунань и некоторых других, поисковые работы на данный тип оруденения начали проводиться и на территории России. Результатом работ стало выявление таких объектов, как Падма, Сухой Лог, Нежданинское, Наталкинское и многих других, локализованных в черносланцевых толщах. Помимо этого были выделены перспективные площади в разных частях страны, в том числе и грабен-синклинальные структуры (Олдонгсинская, Тас-Миелинская, Угуйская) Чаро-Олекминского блока Алданского щита (Южная

Якутия).

Наиболее интересной в прогнозном плане является Олдонгсинская грабен-синклиналь, соответствующая в металлогеническом отношении потенциальному рудному узлу с ресурсами золота категории P_3 - 100 т.

В рамках ГДП-200 в пределах Олдонгсинского потенциального рудного узла в 2015 г. были проведены полевые работы силами отдела металлогении и геологии месторождений твердых полезных ископаемых ФГУП «ВСЕГЕИ», в ходе которых изучалось геологическое строение грабен-синклинали, уточнялись границы стратиграфических подразделений, определялись степень проявленности наложенных гидротермально-метасоматических процессов и положение проявлений рудной минерализации в геологических образованиях грабен-синклинали.

Толщи терригенных пород, слагающие грабен-синклиналь, залегают с резким угловым несогласием на породах архейского фундамента, представленных гранито-гнейсами. Нижнепротерозойские терригенные, терригенно-карбонатные и черносланцевые толщи чародоканской, намсалинской и ханинской свит, в свою очередь, перекрыты со стратиграфическим несогласием терригенными отложениями верхнепротерозойской кебектинской свиты.

В ходе полевых работ, с целью уточнения закономерностей размещения месторождений золота, связанных с черносланцевой толщей ханинской свиты было проведено изучение полотна и бортов горнопроходческих канав (далее - ГПК). Изучение ГПК включало в себя радиометрические исследования с интервалом в 10 см, а также отбор геохимических проб через 1-2 м. Все рудные интервалы в полевых условиях анализировались (с предварительной пробоподготовкой) переносным РФА Olimpus Delta 50 для оперативного получения данных о рудных содержаниях золота, урана и сопутствующих элементов.

В результате картирования полотна канавы, пройденной в черносланцевых толщах ханинской свиты, выявлены гнезда и послойные выделения мелкой сульфидной минерализации представленной пиритом. В ходе исследований ханинской свиты в её коренных выходах на дневную поверхность выявлены новообразования кварц-гематитового состава с наложенной гипергенной минерализацией, представленной лимонитом, и реликтами сульфидной минерализации. Данные новообразования формируют субпластовые тела, гнезда в замках складок, а также секущие жилы и штокверковые тела в углисто-глинистых аргиллитах. Кварц в указанных телах образовывает шестоватые хорошо ограненные кристаллы в виде щеток и гнезд. Реликтовая сульфидная минерализация тяготеет, в основном, к зальбандам жил и прожилков. Околожильные вмещающие породы брекчированны, имеют сильную кавернозность и пористость, вплоть до образования «сухарей». В зонах интенсивной гидротермально-метасоматической проработки отмечено повышение

радиоактивного фона до 30-50 мкр/ч.

По нашему мнению, следует изучить особенности рудоносности черносланцевых отложений Угуйской грабен-синклинали, расположенной в 45 км северо-западнее рассмотренной структуры [1, 2, 3, 4].

Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000, новая серия, лист О-(50), 51 (Алдан) и объяснительная записка; отв. редактор Е. П. Миронюк. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.

2. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист О-51 (Алдан). Сост. Ю.К. Дзевановский. Ред. В.И. Серпухов (ВСЕГЕИ). Объяснительная записка. М., 1959.

3. Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования // Санкт-Петербург, изд. «ВСЕГЕИ», 2000.

4. Реутов Л.М. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка Серия Бодайбинская, лист О-51-XIX, масштаб 1 : 200 000 // Москва, 1977.

ОСТАТОЧНО-ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ТИП РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ РАЙОНАХ

Литвиненко И.С.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Особенности формирования элювиальных и склоновых россыпей в различных геолого-геоморфологических обстановках на Северо-Востоке России исследованы крайне слабо. В имеющихся немногочисленных работах [6, 7 и др.] они рассматриваются как ореолы механического рассеивания в процессе разрушения рудных тел под действием физического выветривания.

Проведенные работы по изучению элювиальных и элювиально-склоновых россыпей в Центрально-Колымских золотоносных районах показали, что наиболее богатые из них приурочены к коренным проявлениям со сложным составом руд (минерализованные зоны дробления, «жильные зоны», «оруденелые дайки»). Как правило, они характеризуются высоким содержанием весьма мелкого (менее 0,25 мм) золота. Это не увязывается с данными о ничтожной степени высвобождения такого металла в условиях перигляциального литогенеза на современных междуречных пространствах [1, 2] и очень низком эффекте его концентрации в ходе элювиально-склоновых процессов на субгоризонтальных вершинных поверхностях и пологих склонах [5]. Вполне очевидно, что выявление условий образования элювиальных и склоновых россыпей в рассматриваемых районах, требует новых подходов. В их основу положено детальное изучение вещественного состава россыпей, как одного из наиболее надежных показателей особенностей их

генезиса.

Изучение рыхлых отложений над рудными месторождениями Берелехского, Таскано-Среднеканского и Тенькинского золотоносных районов показало, что они включают в себя два вида образований. Первый из них представлен реликтами зоны окисления рудных тел, сохранившихся в «карманах» и западинах на участках повышенной тектонической проработки руд, второй - это современные элювиальные и склоновые отложения.

Реликты зоны окисления сложены щебнисто-дресвяным или дресвяно-песчаным материалом с охристо-глинистым заполнителем. Дресвяно-щебневая фракция состоит преимущественно из обломков выветрелых ожелезненных пород и кварца, супесчаная – из кварца, других остаточных минералов, а также вторичных сульфатов, карбонатов, оксидов и гидроксидов. Тяжелая фракция шлиховых концентратов из таких зон представлена главным образом гидроксидами и оксидами железа, а также гидроксидами марганца, скородитом, ярозитом, ангидритом. Реже реликты зоны окисления проявлены в виде сульфидных, карбонатно-сульфидных, сульфатно- и кремнисто-карбонатных сыпучек.

Доля свободного золота в общем балансе металла в реликтах зоны окисления рудного тела № 1 на месторождении Павлик колеблется от 49,9 до 81,9 % и составляет в среднем 69,9 %. Содержания его по результатам опробования с применением концентратора фирмы «Фалкон» в реликтах остаточных россыпей над рудным телом № 1 месторождения Павлик достигают 10,8, над рудным телом № 3 месторождения Желанное – 91,8, над жильной зоной «Ворчунья» месторождения Мальдяк – 38,8 г/м^3. Содержания зерен менее 0,25 мм составляют соответственно до 4,5 (при их выходе 46,2 %), 55,8 (при их выходе 64,8 %) и 32,2 (при их выходе 82,9 %) г/м^3. Золото рудного облика с характерной для него ямчатой поверхностью, практически свободное от жильных минералов. Золотины с наличием в углублениях жильных минералов в остаточной россыпи на месторождении Павлик составляют около 20%, на месторождении Желанное 6 %, а над жильной зоной «Ворчунья» – менее 1 %. Доля золотин с корками и пленками оксидов и гидроксидов железа в остаточной россыпи на месторождении Павлик достигает 83 %, на месторождении Желанное 21 %, над жильной зоной «Ворчуья» – 11 %.

Современные золотоносные склоново-элювиальные образования изучены на Утинском и Среднеканском месторождениях, приуроченных к низкогорным участкам развития рельефа. Над дайкой № 6 Утинского месторождения основу их составляют элювиальные образования. Они представлены преимущественно мелкими глыбами (10-15 см) слагающих дайку диоритовых порфиритов с супесчано-дресвяно-щебневым заполнителем, количество которого в объеме породы составляет 20-25 %. В заполнителе преобладают щебневый (до 68 %) и супесчаный (до 67 %) материал, при подчиненной роли обломков дресвяной

размерности (до 27 %). Количество глинистой фракции достигает 8 %. В низ по разрезу в материале заполнителя отмечается закономерное возрастание доли обломков дайки. В средней и нижней части склона в верхней части разреза перекрывающих дайку рыхлых отложений отмечается маломощный (до 20 см) горизонт, сложенный преимущественно щебнем с суглинисто-дресвяным заполнителем. В щебневом материале данного горизонта, как правило, преобладают обломки вмещающих дайку осадочных пород. Подобное строение имеет и разрез склоново-элювиальных образований, перекрывающих Среднеканскую дайку.

Присутствие в склоново-элювиальных отложениях в заполнителе алеврито-глинистого материала не согласуется с данными Ю.В. Шумилова [8] и других исследователей [2, 3] о ничтожном количестве тонких фракций в рыхлых образованиях, формирующихся под действием морозного выветривания. Это указывает на участи в перекрывающих Утинские и Среднеканские дайки склоново-элювиальных образованиях реликтового материала кор химического выветривания. Данные представления подтверждаются присутствием в глинистой составляющей кристаллов каолинита (который, как известно, образуется в условиях теплого влажного климата), а в песчаном материале - агрегатов глинисто-слюдистых минералов. Об этом же может свидетельствовать и высокое содержание в рассматриваемых отложениях тяжелой фракции (до 1,04 кг/м^3), преобладание в ней оксидов и гидроксидов железа (до 95 %), представленных натечными скорлуповатыми зернами и псевдоморфозами по сульфидным минералам железа.

Содержания золота в элювиальных развалах Утинских и Среднеконских даек по данным лоткового опробования достигают 7,6 г/м^3. Концентрации зерен менее 0,25 мм составляют до 3,7 г/м^3 (48,7 % в общем балансе металла). Наиболее богатые участки располагаются непосредственно над рудными столбами. Определенных закономерностей в распределении золота по разрезам не устанавливается. Для распространенного в элювиальных образованиях самородного золота характерна малая доля золотин в сростках с кварцем (менее 25 %) и широкое присутствие на них пленок оксидов и гидроксидов железа (табл.).

Наличие в рыхлых отложениях, перекрывающих рудные месторождения Центрально-Колымских золотоносных районов, высоких концентраций весьма мелкого золота проливают свет на особенности формирования здесь элювиальных и склоновых россыпей. Как известно, уровень концентрации полезного компонента в продуктивном горизонте элювия определяется полнотой высвобождения полезного компонента из рудного материала, интенсивностью перераспределения его в разрезе и величиной сокращения объема (выноса) пустых продуктов выветривания. Весьма мелкое золото, как уже отмечалось, практически не высвобождается из рудного материала в условиях перигляциального литогенеза, активной вертикальной миграции золота (как показывает его распределение по разрезам) в элювии не происходило, денудация междуречных пространств, судя по

строению склоновых отложений, осуществляется главным образом за счет подповерхностного плоскостного смыва. Все это указывает, что роль современных элювиальных и склоновых процессов в концентрации весьма мелкого золота в элювиальных и элювиально-склоновых россыпях очень несущественна. Присутствующие в них скопления такого металла могли поступить только с продуктами коры химического выветривания. На это достаточно определенно указывают типоморфные признаки золота.

Таблица

Морфология самородного золота в склоново-элювиальной россыпи над дайкой № 6 Утинского месторождения, %

№ пробы	Форма					Поверхность					Окатанность		Сростки с		С пленками оксидов Fe
	комковидная	таблитчатая	пластинчатая	дендриты	пластинчатая	грубоямчатая	ямчатая	мелкоямчатая	ступенчатая	гладкая	отсутствует	плохая	кварцем	оксидами Fe	
14-1	37,5	7,5	30,0	-	25,0	-	2,5	42,5	52,5	2,5	100,0	-	2,5	2,5	42,5
14-1[a]	56,2	-	26,3	-	21,1	-	21,1	47,6	31,6	-	100,0	-	-	5,3	36,8
9	60,1	6,9	11,5	4,1	17,4	18,8	20,2	41,7	19,3	-	98,0	2,0	24,3	10,1	71,6
10	66,2	1,8	11,6	9,8	10,5	13,6	9,4	59,5	17,0	0,4	100,0	-	18,2	1,4	36,1
14-2	66,7	2,1	10,4	-	20,8	-	4,2	68,8	27,1	-	100,0	-	4,2	4,2	35,4
14-2[a]	69,7	3,0	12,1	-	15,2	-	6,1	54,5	39,4	-	97,0	3,0	3,0	-	36,4
14-2[a]	52,4	-	28,6	4,8	14,3	-	7,1	61,9	31,0	-	97,6	2,4	2,4	-	19,1
14-2[a]	45,1	7,7	20,9	-	26,4	1,1	1,1	49,5	47,3	1,1	97,8	2,2	4,4	-	31,9
14-3	34,4	3,1	21,9	9,4	31,3	9,4	12,5	25,0	53,1	-	93,8	6,3	25,0	-	46,9
14-3[a]	27,3	-	36,3	-	36,4	-	-	63,6	36,4	-	100,0	-	9,1	-	9,5

Таким образом, элювиальные и склоново-элювиальные россыпи золота в Центрально-Колымских золотоносных районах на участках развития низкогорного рельефа представляет собой, главным образом, в различной степени преобразованные новейшими элювиальными и склоновыми процессами реликты остаточных концентраций предшествующего этапа россыпеобразования (остаточных россыпей кор выветривания). Это обуславливает относительно высокий уровень концентрации в них металла даже при преобладании в коренном источнике весьма мелкого золота, практически не высвобождающегося из рудного материала в условиях перигляциального литогенеза на современных междуречных пространствах. По своему генезису они могут быть отнесены к остаточно-элювиальному типу [4].

Присутствие в современных элювиальных образованиях остаточных концентраций (формировавшихся длительное время за счет значительного эрозионного среза рудных тел), объясняет случаи наличия богатых элювиальных россыпей над относительно бедными рудными телами с преимущественно тонким и дисперсным золотом (Верхне-Хатыннахский рудно-россыпной узел). Этим же объясняются и имеющие место случаи не обнаружения под интенсивными геохимическими аномалиями богатых рудных тел (Чумышский рудно-россыпной узел).

Литература:

1. Давиденко Н.М. Связь россыпей и коренной золотоносности криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1987. 172 с.

2. Желнин С.Г. Условия образования аллювиальных россыпей на Северо-Востоке Азии. М.: Наука, 1979. 120 с.

3. Ершов Э.Д. Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 210 с.

4. Литвиненко И.С. Остаточно-элювиальный тип россыпей золота на Северо-Востоке России (на примере россыпи Дальняя) // Геология и геофизика. 2012, т. 53, № 7. С. 861-875.

5. Ройхвергер З.Б. Формирование россыпи и продуктивного горизонта на дефлюкционных склонах // ДАН, 1983, том 271, № 2. С. 411-414.

6. Сухорослов В.Л., Прейс В.К. Опыт изучения ореолов механического рассеяния близповерхностных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Колыма, 1979, №8. С. 34-36.

7. Сухорослов В.Л. Некоторые вопросы формирования и поисков склоновых россыпей золота на Северо-Востоке // Колыма, 1990, № 2. С. 4-7.

8. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литогенетические факторы россыпеобразования. М.: Наука, 1981. 270 с.

ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИЖНЕ-МЯКИТСКОГО РОССЫПНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) КАК ИНДИКАТОР ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ИХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Литвиненко И.С., Шилина Л.А.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Нижне-Мякитское россыпное поле располагается в северо-западной части Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла, входящего в состав Хурчан-Оротуканской золотоносной зоны на юго-восточном фланге Яно-Колымского золотоносного пояса в зоне юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы вблизи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Оно приурочено к сложенному триасовыми терригенными отложениями восточному крылу Берентальской интрузивно-купольной структуры, центром которой является одноименный раннемеловой шток биотитовых гранитов.

Нижне-Мякитское россыпное поле включает в себе обособленную очень сближенную группу россыпных месторождений в нижнем течении р. Мякит. В него помимо россыпи в долине р. Мякит входят россыпи ее левых притоков: руч. Кункуй, 14-я Верста и Берентал, а так же руч. Плацдарм и Забытый (притоки соответственно руч.Кункуй и Берентал). Долины ручьев, несмотря на их низкий

порядок (II-III), хорошо разработаны. Выполняющие их рыхлые отложения представлены аллювием, подстилающим его долинным элювием (реликты линейной коры химического выветривания) и развитыми у бортов делювиально-солифлюкционными образованиями.

Россыпи состоят из серий элементарных россыпей (богатых блоков), соединяющихся между собой слабо золотоносными участками. Золотоносный пласт наиболее часто приурочен к реликтовым образования коры выветривания. Основная масса тяжелой фракции россыпей представлена оксидами и гидроксидами железа (натечные образования и псевдоморфозы по рудным минералам), гематитизированными и лимонитизированными обломками пород. Из других минералов в незначительном количестве отмечаются пирит, галенит, арсенопирит, касситерит, шеелит, вольфрамит, ильменит, халькопирит, самородные золото, медь и серебро. Россыпи характеризуются очень мелким преимущественно низкопробным слабоокатанным золотом. Средняя крупность металла в них варьирует от 0,86 до 1,34 мм, средняя пробность – от 570 до 708 ‰. Доля неокатанного и слабоокатанного золота по месторождениям составляет до 60 %. Золото рудного облика, встречается на всем протяжении россыпей. Генезис россыпей можно охарактеризовать как остаточно-аллювиальный.

Адекватных россыпным месторождениям рудных проявлений в пределах Нижне-Мякитского россыпного поля в настоящее время не установлено. Выявленные в его западной части в экзо- и эндоконтактовых зонах Берентальского штока мелкие рудные проявления Фронт и Кункуйское отнесены к золото-редкометальной [2, 3], а Берентал - к золото-серебряной [2] формации. По нашим представлениям с учетом последних данных, на них проявлены соответственно висмутин-сульфотеллуридный, лёленгит-арсенопиритовый и акантит-галенитовый минеральные и соответственно Bi-Te, Fe-As и Ag-Pb геохимические типы золото-полисульфидно-кварцевого (по классификации М.М. Константинова с соавторами [1]) оруденения.

Авторами для выявления связи россыпей с коренными источниками и оценки их формационной принадлежности было проведено шлиховое опробование россыпей с шагом около 0,5 км (151 проба). Помимо детального изучения самородного золота и шлихового комплекса минералов был выполнен экспресный количественный спектральный анализ (ЭКСА [4]) легкой и тяжелой электромагнитной фракций шлиховых проб. Для сравнения проанализированы так же шлиховые пробы из перекрывающих рудные проявления Фронт и Кункуйское склоново-элювиальных образований (81 проба). Обработка результатов проведена средствами пакета прикладных программ «Лидер» комбированными методами корреляционного, факторного и кластер-анализа (Аналитический центр СВКНИИ, С.Г. Морозова). В обработку были включены основные элементы, определяющие формационный и минеральный тип золотого оруденения: Au, Ag, Fe, As, Ni, Co,

Cu, Pb, Zn, Mn, W, Bi, Mo, Sn, Sb*.

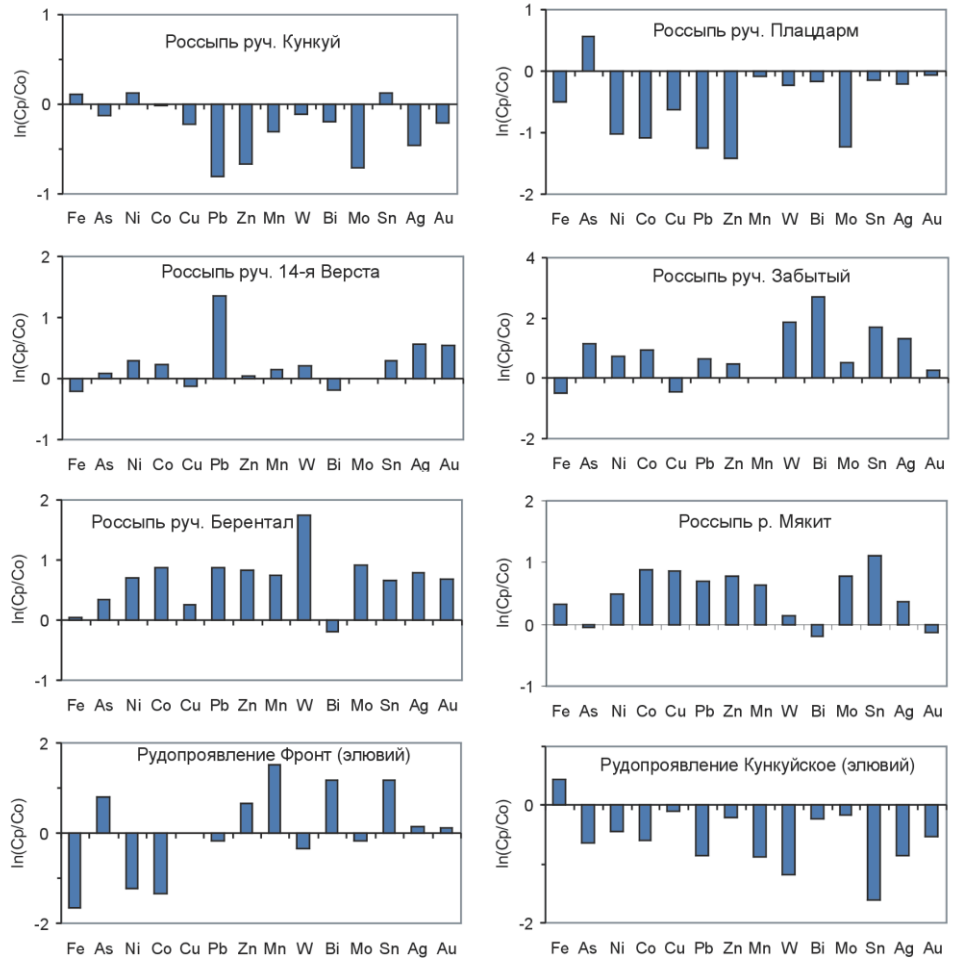


Рис. 1. “Геохимические паспорта” тяжелой фракции россыпей Нижне-Мякитского россыпного поля.Ср - среднее содержание элементов в тяжелой фракции данной россыпи, Со - среднее содержание элементов в тяжелой фракции остальных россыпей.

Наиболее контрастное различие геохимической характеристики россыпей выявляется по тяжелой фракции. Учитывая, что связь между минералами в тяжелой фракции россыпей может быть не парагенетической, а парастетической, анализировалась ее электромагнитная составляющая, представленная главным образом оксидами и гидроксидами железа. В процессе их образования при разрушении руд они включали в себя зерна других минералов. Поэтому

* Сурьма отмечена только в легкой фракции.

спектральный анализ электромагнитной составляющей тяжелой фракции на наш взгляд дает наиболее адекватное представление о минералого-геохимической специализации рудных проявлений, послуживших источниками россыпей.

Расчет «геохимических паспортов» тяжелой фракции россыпных месторождений показал, что, не смотря на их сближенное расположение, геохимический состав тяжелой фракции резко изменяется как в разных долинах, так и по простиранию россыпей, отражая развитие рудной минерализации в бассейнах водотоков (рис. 1).

По уровню содержания химических элементов в тяжелой фракции россыпных месторождений можно констатировать, что россыпи ручьёв Кункуй и Плацдарм формировались преимущественно за счет оруденения с Fe–As минерализацией. Россыпи в ручье 14-я Верста и р. Мякит образовались также за счет оруденения с Fe–As минерализацией, при существенном участии серебряной и полиметаллической (Pb, Zn, Cu). В образовании россыпи руч. Берентал и особенно руч. Забытый кроме того, существенную роль играло и разнообразное редкометалльное оруденение (W, Sn, Mo, Bi) (рис. 1).

Формационная принадлежность оруденения, в результате разрушения которого сформировались рассматриваемые россыпи, достаточно определенно устанавливается на основе данных корреляционного анализа. По результатам корреляционного анализа и метода главных компонент в тяжелой фракции россыпей отчетливо выделяется две антогонистические ассоциации элементов (рис. 2 а).

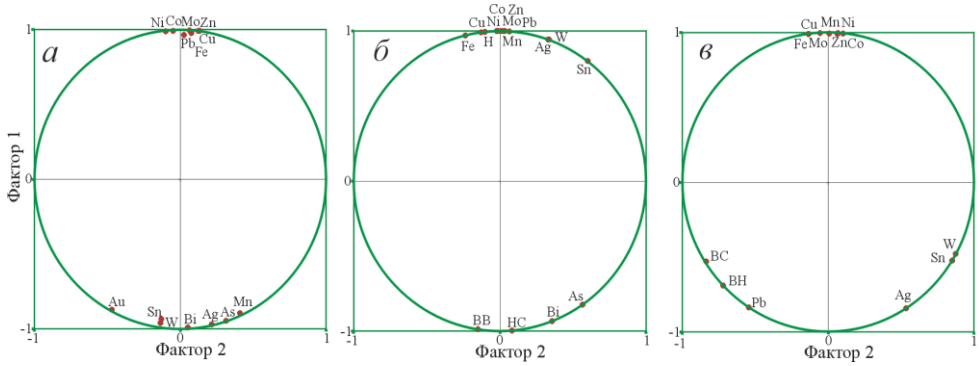


Рис. 2. Структура комплекса компонентов геохимического состава тяжелой фракции россыпей (*а*), геохимического состава тяжелой фракции россыпей и доли различных по пробности генераций (*б*) и подгенераций (*в*) самородного золота в координатах главных факторов. Н, НС, ВВ, ВС, ВН - доля низкопробной (Н), низко-среднепробной (НС) и высокопробной (ВВ) генераций, высокосеребристой (ВС) и весьма низкопробной (ВН) подгенераций низкопробной генерации в шлиховом самородном золоте.

В первую входят Au, Ag, Bi, W, Sn, As, Mn, во вторую Cu, Pb, Zn, Fe, Mo, Co, Ni. Устойчивая корреляционная связь золота с Bi, W, Sn, As указывает на ведущую

золотоносную роль золото-полисульфидно-кварцевого оруденения.

Оценка роли различных геохимических типов золото-полисульфидно-кварцевого оруденения в продуцировании золота в россыпи выполнена на основе корреляционного анализа содержания элементов в тяжелой фракции с долей различных по пробности генераций самородного золота в анализировавшихся шлиховых пробах (рис. 2 б). Высокопробная (850-950 ‰) и низко-среднепробная (700-850 ‰) генерации золота очень устойчиво коррелируются с Bi и As. С учетом отмеченных выше представлений о геохимических типах оруденения в выявленных рудных проявлениях можно констатировать, что данные генерации золота поступили соответственно из Bi-Te и Fe-As геохимических типов золото-полисульфидно-кварцевого оруденения. Низкопробная (350-700 ‰) генерация золота положительно коррелируется с полиметаллической группой элементов, а также W и Sn. Анализ корреляционных связей входящих в данную группу элементов с высокосеребристой (350-500 ‰) и весьма низкопробной (500-700 %) подгенерациями низкопробной генерации золота (рис. 2 в), показал, что поступление в россыпи золота данной генерации связано с разрушением свинцовой минерализации (Ag-Pb геохимического типа) золото-полисульфидно-кварцевого оруденения. Оловянная и вольфрамовая минерализация существенной роли в продуцировании золота в россыпи не играла.

Таким образом, проведенный анализ геохимической специализации россыпных месторождений Нижне-Мякиского россыпного поля показал, что их образование связано с разрушением золото-полисульфидно-кварцевого оруденения. Общая зональность его развития в пределах россыпного поля выражается в смене с юга на север преимущественно Bi-Te и Fe-As геохимических типов на преимущественно Ag-Pb. В северной части имело место развитие также и оловянно-вольфрамовой минерализации, получившее максимальное проявление на локальных участках, но существенной роли в образовании россыпей она не играла.

Литература:

1. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. - Золоторудные гиганты России и мира.М.: Научный мир, 2000. 272 с.

2. Кузнецов В.М, Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудоносность Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2011, №4. С. 37-51.

3. Литвиненко И.С., Соцкая О.Т. Золотая минерализация Кункуйского рудного поля // Золото северного обрамления Пацифики. II Междунар. горно-геол. форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина: тез.докл. горно-геол. конф. Магадан, 3–5 сентября 2011 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 134–136.

4. Приставко В.А., Устюжин П.В., Сафронов Д.Н., Попова Л.А. Экспресный количественный спектральный анализ геохимических проб на широкий круг элементов // Методы прикладной геохимии. Тез.докл. II Международного симпозиума. Иркутск: ИГ СО АН СССР, 1981, ч. 2. С. 231.

КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА

Лыткин В.М., Галанин А.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

К каменным глетчерам относят сцементированные льдом грубообломочные образования, обладающие способностями к пластическому течению единым телом за счет деформации льда-цемента. Они широко распространены в горных областях Европы, Северной и Южной Америки, Центральной Азии. Закономерности строения, генезиса и географии каменных глетчеров в ряде горных районов России рассмотрены в работах А.П. Горбунова [4, 5], А.А. Галанина [1, 2, 3] и других исследователей.

В середине XX века в ходе детального изучения современного оледенения хребта Сунтар-Хаята, широко распространенные в перигляциальном поясе каменные глетчеры идентифицировались по-разному. В работе М.М. Корейши [7] каменный глетчер был принят за коллювиальную террасу, Н.А. Граве [6] идентифицировал его как псевдотеррасу, а И.А. Некрасов [8] полагал, что это обвально-моренный комплекс, осложненный склоновыми отложениями.

Нами выполнено дистанционное картографирование каменных глетчеров хребта Сунтар-Хаята (г. Мус-Хая, 2959 м) с использованием космических снимков высокого разрешения (0,5 м). В пределах исследованной территории выявлено 527 каменных глетчеров различных морфологических типов (комплексные, каровые, полилопастные присклоновые, монолопастные присклоновые, эмбриональные присклоновые, приледниковые и др.). По степени активности выделены активные, неактивные и отмершие. При картографировании и определении таксономической принадлежности использована модифицированная классификация Д. Барша [2,9]. Каменный глетчеры исследуемого региона распределены в гипсометрическом интервале от 1297 до 2402 м.

В ходе полевых исследований в 2012-2014 гг. заверялись результаты дистанционного картографирования. В двух ключевых каменных глетчерах выполнено лихенометрические измерения диаметров особей Rhizocarpon sp., проведен мониторинг температуры стока каменных глетчеров. Для этого региона впервые получены данные изотопного состава стока каменного глетчера.

Проект выполнен при поддержке гранта РФФИ (14-05-00435а)

Литература:

1. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. - №4. -С. 2-11.
2. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли, 2009. - Т.XIII. - №4. - С. 49-61.
3. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры Северо-Востока России // МГИ, 2005. - Т. 98. - С. 30-43.
4. Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // Криосфера Земли,

2006. - Т. X. - № 1. - С. 22-28.

5. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. - 164 с.

6. Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф. и др. Промерзание земной поверхности и оледенения хребта Сунтар-Хаята (восточная Якутия). Результаты исследований по программе ММГ. Гляциология. - М.: Издательство АН СССР, 1964, №14. - 140 с.

7. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. Гляциология №11. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 169 с.

8. Некрасов И.А., Максимов Е.В., Климовский И.В. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья. – Якутск: Книжное изд-во, 1973. - 151 с.

9. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. – Berlin: Springer-Verlag, 1996. - 331 p.

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ СЕРЕБРА В ПОРОДАХ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Люхин А.М. [1], Цельмович В.А.[2], Губарь А.Ю.[3], Цветнов А.В.[4]

[1]ООО «Институт дистанционного прогноза руд», г. Москва

[2]ГО «Борок» Институт физики Земли РАН, г. Борок

[3]Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

[4]ООО «Аталан», г. Москва

Северо-западная часть Рыбинского водохранилища, является интересным природным объектом, где наблюдается около двух десятков кольцевых структур диаметром от 0,5 до 5 км, выраженных в современном рельефе в виде круглых и эллипсовидных озер, дуговых заливов и кольцевых раздувов затопленных речных долин (рис. 1). Часто эти структуры сконцентрированы в группы по несколько штук, иногда расположены в виде линейных цепочек с преобладающим направлением с ЮВ на СЗ. А некоторые из крупных структур имеют концентрически-зональное строение. Три из этих структур ранее были предположительно отнесены к импактным [2].

Авторами было высказано предположение, что сама котловина и эти озера образовались в результате наклонного столкновения с Землей крупного астероида, распавшегося в атмосфере на отдельные фрагменты, вследствие аэродинамического разрушения. Для проверки этой гипотезы в мае 2015 года было проведено полевое изучение и опробование одной из таких кольцевых структур на участке «Противье» (рис. 1) с целью выявления следов ударного взаимодействия во вмещающих породах и микрозондовые исследования микрочастиц, прежде всего магнитных. Пробы отбирались из подпочвенного слоя. Материал во всех отобранных пробах представлял собой серовато-желтый мелкозернистый песок.

Объем каждой пробы составлял около 6 литров. Обогащение проб проводилось шлиховым способом, в тазике с 2-мя неодимовыми магнитами с усилием отрыва 100 кг каждый, чтобы случайно не смыть магнитные минералы тяжелой фракции. Микрозондовый анализ проводился в лаборатории ГО «Борок» ИФЗ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа «Тескан Вега II» с приставкой «Drycool».

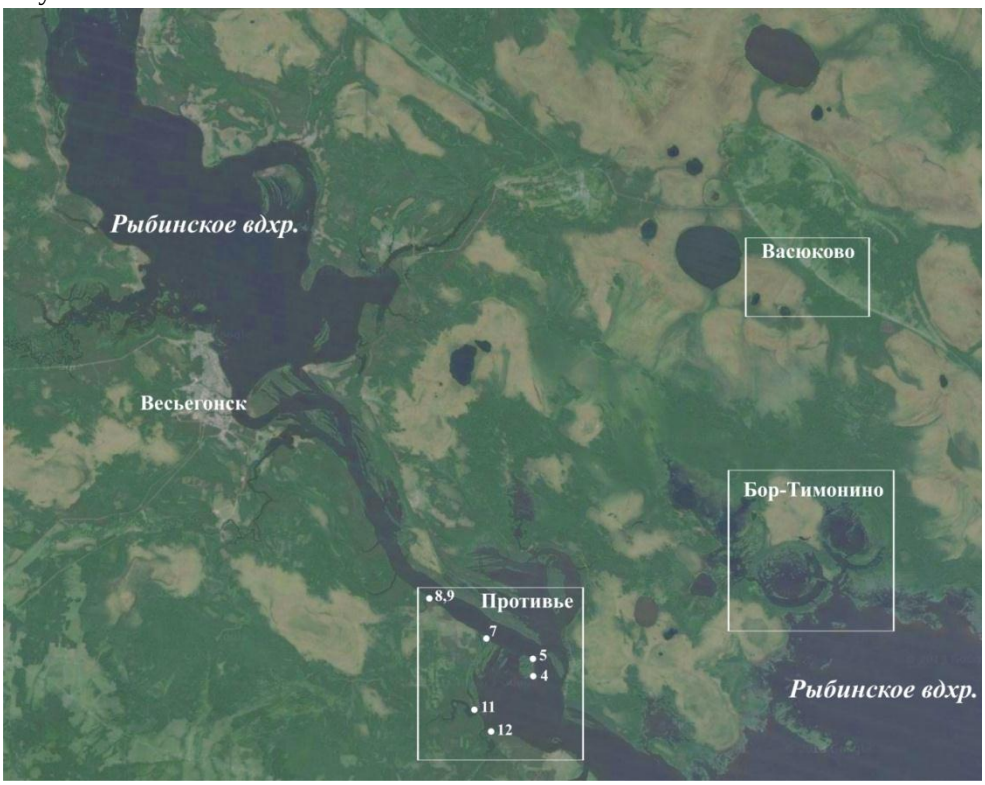


Рис. 1. Кольцевые структуры на северо-западе Рыбинского водохранилища

Результаты лабораторных работ показали, что ассоциация минералов тяжелой фракции (ильменит, титаномагнетит, магнетит, другие оксиды и гидроксиды железа, циркон и реже монацит) однообразна и типична для всех изученных проб и соответствует прибрежно-морскому генезису исходной породы – мелкозернистый песок и супесь, за одним исключением. Во всех пробах было обнаружено достаточно большое количество микро- и наночастиц самородного серебра (рис. 2 a, b).

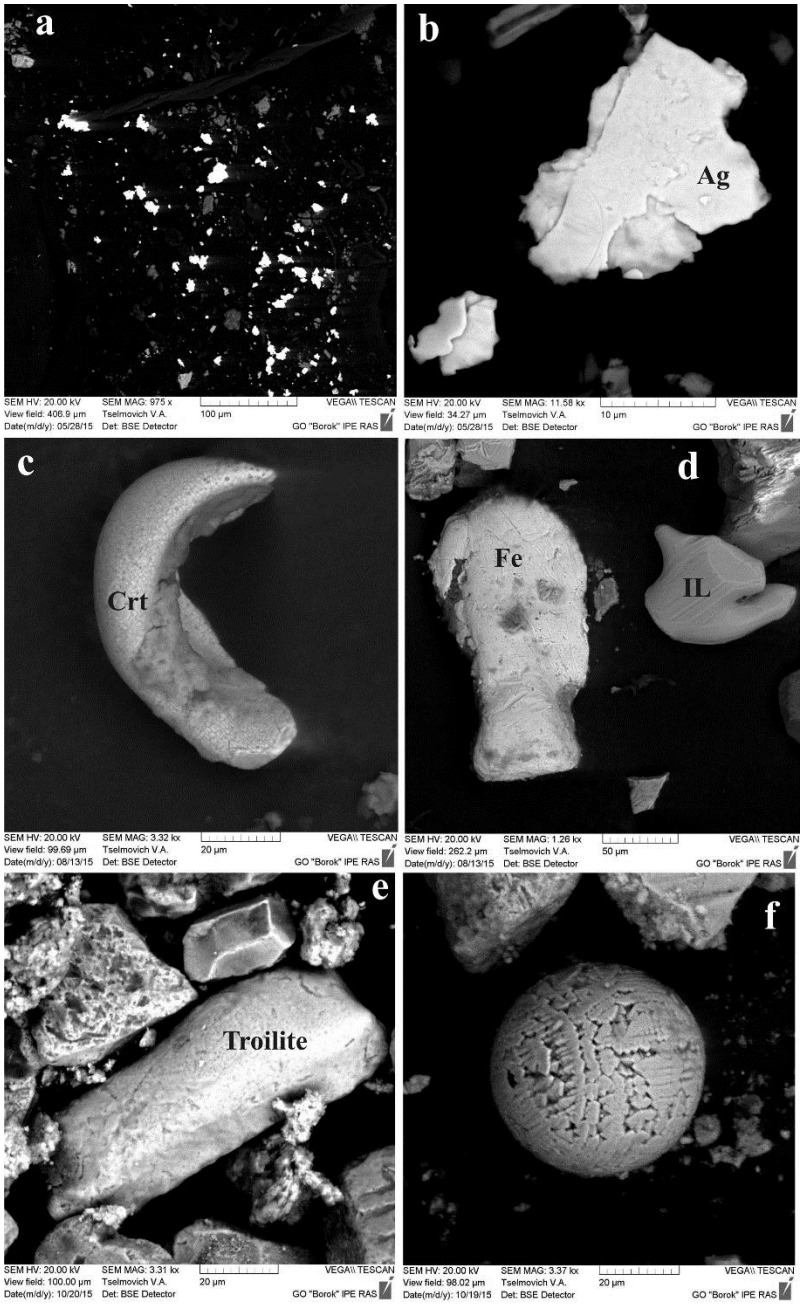


Рис. 2. Микрочастицы серебра – a, b (уч-к «Противье») и импактные минералы-индикаторы - c, d (уч-к «Васюково») и -e, f, (уч-к «Бор-Тимонино») в пробах

В основном, оно представлено неокатанными чешуйками разнообразной формы с острыми краями, часто уплощенными, что свидетельствует об их

незначительном переносе, так как серебро – ковкий минерал. Но встречаются и оплавленные изометричные зерна. Зерна очень мелкие, их размеры колеблются от 0,2 до 25 мкм, с преобладающим размером около 10 мкм. По своим морфологическим характеристикам (размеры, форма, окатанность) самородное серебро явно диссонирует с другими рудными минералами. Обращает на себя внимание тот факт, что зерна серебра такого размера вообще остались в шлихе, а не были смыты в процессе промывки. Это означает, что в исходной породе серебра содержится значительно больше.

Анализ полученных результатов и имеющихся у нас в наличии геологических материалов позволил предположить 4 возможные версии появления серебра в породах: сингенетическая, аллювиальная, флювиогляциальная и импактная.Для отработки этих версий и выявления возможных причин и/или источника появления аномальных концентраций самородного серебра, а также генезиса кольцевых структур, в июле и сентябре 2015 года были проведено дополнительное опробование рыхлых отложений на обширной территории по периметру Рыбинского водохранилища и на двух локальных участках – «Васюково» и «Бор-Тимонино» (рис. 1). Всего было отобрано 45 проб из разных типов пород (современный аллювий, морена, условно-коренные рыхлые породы).

Результаты полуколичественного спектрального анализа показали наличие серебра во всех отобранных пробах, причем в некоторых из них, его содержание достигает промышленных значений. При этом прослеживается определенная приуроченность мест повышенных концентраций серебра к кольцевым структурам, которые могли служить для него гидродинамическими ловушками.

Кроме того, в некоторых пробах были обнаружены минералы-индикаторы импактного процесса [1]. Так, помимо самородных железа (рис. 2d) и меди, были выявлены признаки плавления титаномагнетита и хромита (рис. 2c), тонкие структуры распада ильменита, обнаружена сферула Fe-Cr-Ni состава (рис. 8f), и даже минерал метеоритов – троилит (рис. 2e). Небольшое количествотаких минералов-индикаторов в пробах можно объяснитьдеятельностью водных потоков, прокатившихся по этой территории в конце четвертичного периода по направлению с СЗ на ЮВ. По-видимому, это они смыли с поверхности значительный слой рыхлых пород, в том числе и возможные отложения ударных выбросов (одни из основных признаков ударных структур) и заполнили «чужеродными» рыхлыми отложениями сами кратеры, одновременно привнеся сюда микрочастицы серебра.

Основные результаты проведенных работ можно кратко сформулировать так:

1. Впервые в рыхлых породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища обнаружено самородное серебро в виде микро и наноразмерных частиц, причемв концентрациях, достигающих в некоторых пробах промышленных значений.

2. Впервые найдены прямые признаки импактной природы некоторых

кольцевых структур на этой территории, как возможных эродированных астроблем.

Присутствие серебра в значимом количестве в рыхлых осадочных породах, почти в центре Восточно-Европейской платформы, где отсутствуют следы магматической и вулканической деятельности, пока остается загадкой и представляет собой интересную и перспективную тему для дальнейшего изучения. Выявление генетической связи минералов-индикаторов ударного процесса и характерных изменений в них (структуры плавления и распада) с формированием кольцевых структур, возможно, откроет дорогу к выяснению генезиса многочисленных кольцевых депрессий на равнинных территориях России, особенно в тех регионах, где основные характерные признаки импакта были смыты флювиогляциальными потоками.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 16-05-00703а

Литература:

1. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А., Коллманн Х.А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли, 2008, №7, с. 42-57.

2. Енгалычев С.Ю. Метеоритные кратеры на севере Ярославской области. Геология XXI века, 2007, Саратов: СО ЕАГО, с. 95-96.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Макаров В.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Изучались геохимические особенности золоторудных месторождений расположенные в ландшафтах двух основных типов: таежно-мерзлотных с островной мерзлотой на карбонатных породах нижнего палеозоя в юго-восточной части Сибирской платформы и горно-таежных со сплошной многолетней мерзлотой на терригенных породах верхнего палеозоя и мезозоя в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы.

В таежно-мерзлотных ландшафтах Сибирской платформы исследовались месторождения и проявления золота трех типов:

1. Золото-сульфидные жилы и скрытые в карбонатных породах залежи, расположенные, как правило, в талых зонах со значительным количеством неокисленных первичных сульфидов.

2. Брекчированные, интенсивно окварцованные и лимонитизированные известняки и песчаники, приуроченные к разрывным нарушениям. Золотоносные зоны располагаются чаще всего в талых породах.

3. Плащеобразные неправильные по форме залежи, первичные руды которых практически полностью окислены. Золотоносный окисленный материал локализируется в карстовых полостях среди известняков и доломитов. Золотоносные карсты являются таликами.

В пределах мерзлотных ландшафтов Верхояно-Колымской складчатой системы изучались месторождения двух основных типов:

1. Малосульфидные золото-кварцевые месторождения, представленные межпластовыми жилами, оруднелыми дайками и зонами дробления, протяженностью в десятки и первые сотни метров, с мощной зоной околорудной сульфидизации.

2. Золото-сурьмяные, практически мономинеральные антимонитовые месторождения. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления протяженностью, как правило, в первые сотни метров.

Таблица

Поисковые геохимические признаки золоторудных месторождений

Месторождения	Поисковые признаки		Размеры аномалий: потоков (км), ореолов (км^2)
	Прямые	Косвенные	
ЗОЛОТОРУДНЫЕ			
Плащеобразные залежи окисленных руд в карстовых депрессиях	Au	Ag, Mn, Sb, Sn, Be, Tl, S	n – 10 n км^2
Жилы и залежи полисульфидного и пирит-анкеритового состава	Au	Zn, Pb, Ag, As, Sb, Sn, Mo, Be, S	0,4-2,1 км
Минерализованные тектонические зоны древнего заложения в кристаллическом фундаменте	Au	Ag, Mo, Pb, Cu, S	0,n км
Протяженные зоны дробления с кварц-сульфидной минерализацией	Au	As, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, W, S	n км
Малосульфидные кварцевые жилы	Au	As, Sb, Ga, Co, Pb, Cu, Hg, Ag, Tl, S	до 10 n км^2
ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНЫЕ			
Близповерхностные в эффузивах	Au, Ag	Ba, Mn, Cu, Ni, Zn, Pb, Co, S, pH	до 4 км, n км^2
ЗОЛОТОСУРЬМЯНЫЕ			
Зоны дробления с золотоносными кварц-антимонитовыми жилами	Au, Sb	As, Hg, Ga, Co, Pb, S	0,4 – n км, 10 n км^2

Объектами исследований являлись рудные тела и, частично, эндогенные

ореолы, почвы, растительность и природные воды в пределах месторождений.

Основными факторами формирования зон вторичного рассеяния элементов в природных почвах и водах являются состав рудных тел и эндогенных ореолов, интенсивность современных гипергенных процессов и особенности миграции химических элементов в тех или иных геохимических ландшафтах.

Распространение как островной, так и сплошной многолетней мерзлоты в районах разнотипных золоторудных месторождений Якутии не является препятствием для вторичного рассеяния в почвах и водах металлов, характерных для оруденения [4].

Все золоторудные месторождения образуют контрастные литохимические ореолы рассеяния.

Для изученных типов золоторудных месторождений установлены лито- и гидрогеохимические поисковые признаки – типоморфный комплекс элементов, их фоновые и аномальные концентрации, размеры вторичных ореолов и потоков рассеяния.

Основные геохимические поисковые признаки золоторудных месторождений приведены в таблице.

Золоторудные месторождения генерируют в почвах комплексные литохимические ореолы рассеяния. Наиболее четко фиксируют местоположение рудных тел золото и мышьяк. В пределах золото-сурьмяных месторождений к этим двум элементам добавляется сурьма, подчеркивающая специфичность оруденения [3]. По интенсивности вторичных ореолов рассеяния золота проведена количественная оценка запасов металла в рудных телах, генерирующих ореолы. Для гидрогеохимических ореолов рассеяния всех изученных месторождений характерны золото, мышьяк, галлий, кобальт; для вод золото-кварцевых рудных тел, кроме того, марганец [2, 4].

На месторождениях Северо-Востока Якутии на фоне практически без сульфатных поверхностных вод ореольные воды фиксируются своеобразным «взрывом» - увеличением сульфатов и минерализации в десятки и сотни раз. При интерпретации сульфатных ореолов в водах карбонатных и галогенных формаций палеозоя Сибирской платформы следует учитывать поступление сульфатов в природные воды при растворении гипсов, ангидритов [1].

Рекомендуется комплекс геохимических методов для поисков золоторудных месторождений в различных ландшафтах Якутии.

Литература:

1. Винокуров И.П. Геохимические ореолы золоторудных месторождений Центрального Алдана / И.П. Винокуров, В.Н. Макаров, А.Н. Соломин // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1981. - С. 109-120.

2. Геохимические методы поисков и поисковые геохимические признаки золоторудных месторождений Якутии / В.А. Биланенко, В.Н. Макаров, И.И. Силин, Н.П. Чибисов // Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным

ореолам. Записки Заб. филиала географ.об-ва СССР, вып. LXXXVII. Чита: Заб. филиал географ.об-ва СССР, 1973. - С. 239-243.

3. Макаров В.Н. Методика геохимических поисков золото-сурьмяных месторождений в Якутии / В.Н. Макаров, В.А. Лаврухин, М.Г. Кокшарский // Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1979. - С. 166-169.

4. Макаров В.Н. Геохимические поиски скрытых месторождений в криолитозоне (наложенные криогенные ореолы рассеяния) / В.Н. Макаров, И.П. Винокуров; - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. - 108 с.

ВОЗМОЖНОСТИ НОВЫХ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРИЕМОВ ПРИМЕНЕНИЯ ТРАДИЦИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КРУПНООБЪЕМНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТАХ

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

В 2015 г. завершились поисковые работы на выявление большеобъемного золотого оруденения, локализованного в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади в центральной части Енисейской золоторудной провинции. Традиционные методы поисков в горно-таежных ландшафтах Енисейского кряжа являются недостаточно эффективными – поиски золоторудных месторождений, как правило, затруднены вследствие полной или значительной закрытости склонов и водоразделов, наличия многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев большой мощности. В таких условиях применяется принятая в ЦНИГРИ методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированная на золоторудных объектах Верхне-Хатыннах-Олботского, Лебединского рудного узла, Бодайбинского рудного района, и др. [1, 2]. Методика включает в себя как традиционные, так и нестандартные приемы.

Первый этап поисковых работ – исследование перспективной площади по сериопорных геолого-геофизических профилей, геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1:50 000 и геолого-поисковые маршруты масштаба 1:25 000.

Исследование площади серией опорных профилей включает: геофизические исследования (магнито-, грави- и электроразведку), отбор литогеохимических проб по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) из копушей глубиной 0,3 м с интервалом 50 м, проходку шурфов глубиной 1 м с интервалом 800 м между шурфами с литогеохимическим по ВОР и сколковым опробованием гидротермально

измененных пород нижней продуктивной части делювиальных отложений, геологические маршруты.

Геохимические поиски по ПР осуществлялись в центральной и южной частях Средне-Ишимбинской площади на территории 270 км^2. Площадь характеризуется сложными ландшафтными условиями – слабая расчлененность рельефа, практически сплошная задернованность и залесенность горных склонов, заболоченность речных долин, а также незначительное количество или полное отсутствие мелкой фракции в аллювиальных отложениях позволяют рассматривать условия поисков по ПР как весьма сложные. Тем не менее, положительные результаты работ, к которым можно отнести установленные поток рассеяния золота, фиксирующий золотоносные зоны участка Южный, и слабоконтрастные аномалии восточнее участка, где при проходке линий копушей глубиной 0,8 м обнаружены высококонтрастные вторичные и шлиховые ореолы золота, показывают, что геохимические поиски по ПР могут быть использованы при поисковых работах в сложных горно-таежных ландшафтах Енисейского кряжа.

Геолого-поисковые маршруты выполнялись в целях определения по делювиальным обломкам признаков золоторудной минерализации и природы геохимических и геофизических аномалий, в том числе резких градиентов магнитного поля, установленных работами ЗАО «Полюс». Маршруты сопровождались сколковым и штуфным опробованием гидротермально измененных пород в делювиальных отложениях, в ряде случаев шлиховым и литогеохимическим опробованием изкопушей глубиной 0,6–0,8 м, а также бороздовым опробованием обнажений коренных выходов окварцованных бурошпатизированных (железо-магнезиально-карбонатизированных) пород с кварцевой жильно-прожилковой и сульфидной вкрапленной минерализацией.

По результатам поисков первого этапа выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций в южной части Средне-Ишимбинской площади. Зона приурочена к узлу пересечения разломов нескольких направлений в зоне регионального рудоконтролирующего глубинного Ишимбинского разлома. В геологическом строении участка принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки, известковисто-глинистые сланцы, мраморизованные известняки свит аладьинской и карточки объединенных, и алеврито-глинистые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников, кварцитов погорюйской свиты. Зона складчато-разрывных деформаций обладает следующими основными поисковыми признаками:

- аномалия золота вВОР с содержанием ≥0,01 г/т;
- высокие концентрации золота (до 0,4 г/т) в ПР;
- в геофизических полях “распад” рисунка магнитного поля: зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами значений магнитного поля «распадается» в пределах зоны складчато-разрывных деформаций, что служит косвенным благоприятным признаком рудного процесса;

- наличие гидротермально измененных пород с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной вкрапленной минерализацией.

Таким образом, по результатам исследований первого этапа локализована рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций и выделен перспективный участок для постановки поисковых работ второго этапа – поисковый участок Южный.

Поиски ***второго этапа*** включали геохимические поиски поВОР, проходку линий копушей глубиной 0,6–1 м, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000.

Геохимические поиски по ВОР велись по нестандартной сети 200х20 м с опробованием из копушей глубиной 0,3 м.

Проходка линий копушей глубиной 0,8 м осуществлялась по нижним бортам склонов с интервалом 20–40 м между копушами. В копушах проводилось шлиховое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений, а также сколковое опробование гидротермально измененных пород в делювиальных отложениях с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной минерализацией.

Геолого-поисковые маршруты выполнялись для изучения гидротермально-метасоматических процессов, выяснения природы выявленных элементов космодешифрирования, выделения и прослеживания минерализованных зон. Следует отметить, что элювиально-делювиальные отложения на участке практически повсеместно перекрыты почвенно-растительным слоем, и лишь изредка отмечаются малосмещенные делювиальные крупнощебнисто-глыбовые развалы измененных окварцованных пород. В связи с этим доступ к информативному слою делювия возможен только при помощи проходки копушей глубиной до 0,6 м.

В результате поисков второго этапа выявлен ряд потенциально золотоносных минерализованных зон в пределах зоны складчато-разрывных деформаций.

Третий этап поисков – проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10-20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м с целью локализации золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось шлиховое, сколковое и литогеохимическое поВОР опробование нижней продуктивной части делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в шурфах. По результатам опробования шурфов выделены участки для вскрыши бульдозерными расчистками – золотоносные минерализованные зоны с содержаниями золота от 0,1 г/т в первичных ореолах и в ВОР. Наиболее мощная Центральная минерализованная зона выявлена в центральной части поискового участка Южный. Мощность зоны 280 м, протяженность превышает 800 м. Морфологически зона характеризуется сложным линейно-штокверковым строением.

Минерализованная зона представляет собой гидротермально-измененные окварцованные, серицитизированные, бурошпатизированные (анкерит) породы, в разной степени насыщенные кварцевыми, кварц-бурошпатовыми жилами и прожилками (от 2-3 до 18-20 жил и прожилков на 1 пог. м), разноориентированными, взаимопересекающимися с сульфидной (пирит, редко халькопирит) вкрапленностью до 5-7 об.% в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных (известняки, известковисто-глинистые).

Таким образом, третий этап поисков позволил локализовать золотоносную минерализованную зону и определить участки для проходки бульдозерных канав до коренных пород с целью выявления рудных зон в пределах первой.

Четвертый завершающий этап поисков – комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах Центральной минерализованной зоны были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем "подсечены" серией буровых скважин. По предварительным результатам лабораторно-аналитических работ выявлены эпицентры повышенных содержаний – некондиционные рудные зоны с содержаниями золота более 0,3 г/т. Их мощность достигает 23 м, всего выделено 4 зоны. Зоны имеют субсогласную слоистости ориентировку. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15-20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1-2 мм). Околожильное пространство насыщено (на расстояние до 5-7 см от прожилков) сульфидами – тонкой (≤ 1 мм) вкрапленностью пирита до 10-12 об.%. Пирит – как кубической, так и осложненных форм (кубоктаэдры, пентагондодекаэдры). Такие участки отвечают эпицентрам содержаний золота в первичных ореолах и в ВОР от 0,3 г/т.

Таким образом, методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах позволила в короткие сроки с использованием незначительного объема горных выработок локализовать золотоносную минерализованную зону и некондиционные рудные зоны в ее пределах.

Важным представляется установленный факт: результаты литогеохимического по ВОР опробования нижней продуктивной части делювиальных отложений существенно отличаются от данных стандартного опробования на глубине 0,3–0,4 м, выявляя наиболее высокие аномальные концентрации золотав ВОР. Наиболее высокие концентрации золота (>0,1 г/т) установлены именно по результатам литогеохимического опробования на контакте с коренными породами по горным выработкам. Аномалии золота в ВОР практически совпадают с повышенными содержаниями золота в первичных ореолах. Полученные данные говорят о том, что методика литогеохимического опробования по ВОР нижней продуктивной части делювиальных отложений позволяет с высокой степенью точности определить положение золотоносных минерализованных зон и потенциально рудных зон в их

пределах.

Литература:

1. Иванов А.И.Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ЦНИГРИ, 2014.

2. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах / Руды и металлы, №1, 2014. – М.:ЦНИГРИ.–36-42 с.

СРАВНЕНИЕ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КУБАНИТОВОЙ РУДЫ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ И СОСТАВУ

Машуков А.В., Машукова А.Е.

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Кубанит является одним из основных минералов сплошных руд Норильских месторождений, где его содержание может достигать 60-70%. В составе таких руд встречаются ассоциации с кубическим и орторомбическим кубанитом [1, 2].

Известно, что показателем условий минералообразования является наличие как двух-, так и трехвалентного железа в минералах. Характер распределения ионов железа по кристаллографическим позициям несет информацию о физических и химических условиях формирования минералов. Для решения вопросов по поводу формы вхождения примесей и их влияния на кристаллическую структуру и микроструктуру минералов необходим комплекс методов исследования. С помощью магнитных методов, методами рентгеновской и Мессбауэровской спектроскопии [5], сканирующей электронной микроскопии были изучены образцы Норильского рудного типов в целях выявления соединений, содержащих кубанит.

Съемка проводилась на автоматизированном рентгеновском дифрактометре фирмы Shimaqadzu XRD-6000 (излучение CuK_a). В связи с отсутствием стандартов проводился безэталонный метод съемки. Для идентификации материала использовалась информационно-поисковая система (ИПС ФИ), совмещающая качественный и полуколичественный анализ (по методу «корундовых» чисел). Использовалась международная база данных ICDD 2005 г.

Максимальная концентрация элементовв образцах в весовых процентах составила: Cu – 23,0%; Fe – 41,7%;S– 34,0%;O – 1,1%. Фазы, содержащие Cu, обладают сложным составом. Как следует из результатов рентгенофазового анализа, кубанитовые руды в основном представлены двумя разновидностями кубанита: кубанит I (36,1% $CuFe_2S_3$), кубанит II (54,8% $CuFe_2S_3$). Также обнаружены халькопирит (5,0% $CuFeS_2$), магнетит (2,22% Fe_3O_4), гематит (1,64% Fe_2O_3), в незначительных количествах галенит. Особенностью рассматриваемых

образцов руды является отсутствие в них пирротина.

Образцы обладают сложным и многообразным составом с широким спектром величин остаточной намагниченности (0 <I<50 А/м)и её стабильностью к различным размагничивающим факторам.Магнетизм образцов обусловлен присутствующими в них минералами группы сульфидов и оксидов, содержащих в виде основных компонент Fe^{2+} и Fe^{3+}. Магнитная фаза имеет спектр, состоящий из двух шестилинейчатых спектров. Пики на краях спектров свидетельствуют о наличии оксидов. Изомерные сдвиги образцов изменяются от 0 до 1,784 мм/с, квадрупольное расщепление от 0 до 2,168 мм/с. Это свидетельствует о зависимости электронной структуры от генезиса соединений.

Намагниченность образцов необратимо изменяется с изменением температуры (рис. 1). Форма термомагнитных кривых указывает на присутствие механической смеси двух и более ферримагнитных фаз. Это подтверждается несоответствием температуры Кюри в цикле «нагрев-охлаждение». Наличие примесных ионов приводит к изменению магнитных свойств.

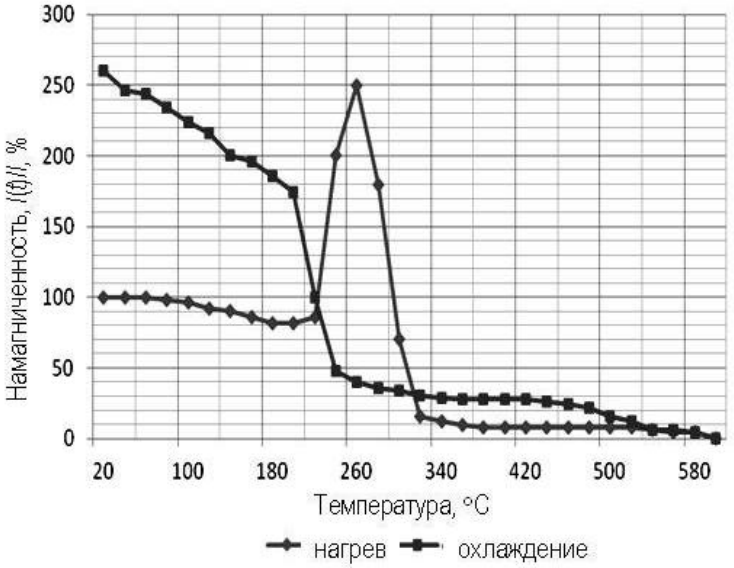


Рис. 1. Температурная зависимость относительной намагниченности образцов при нагревании и охлаждении

Исследования методом растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа (РЭММА) показали, что имеются участки, сильно обогащённые *Cu* и *Fe* (рис. 2).

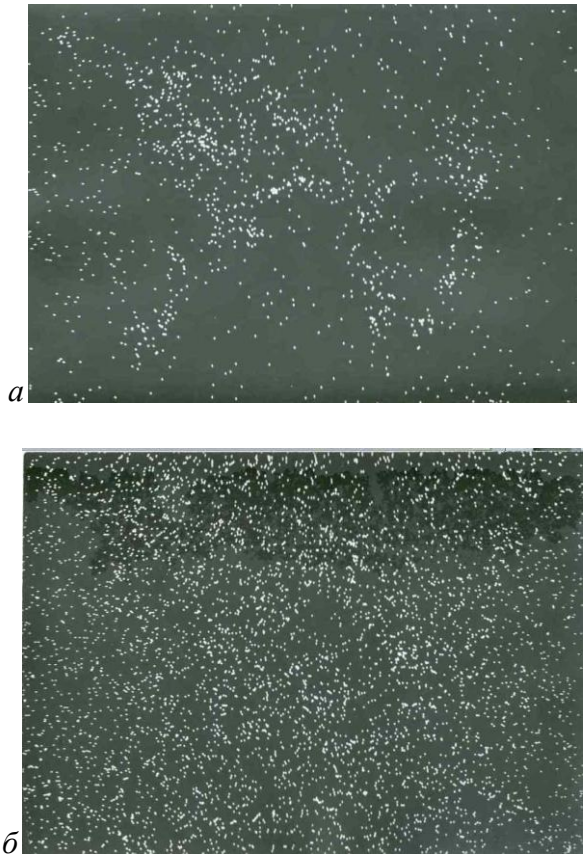


Рис. 2. Распределение по сканируемой поверхности:
а – меди (х750) , *б* – железа (х500)

Наиболее ранним минералом в исследуемых образцах является пентландит, который представлен отдельными вкрапленными выделениями размером до 2см. Содержание пентландита не превышало 2,5%. Согласно данным работы [3], пентландит устойчив при температурах ниже 610°С. Под микроскопом обнаруживается значительная деформированность пентландита – его зерна интенсивно катаклазированы. Первичная структура пентландита аллотриоморфнозернистая, вторичная – раздробленная (размеры обломков до 2 мм), причем по трещинам катаклаза в нем отмечается проникновение кубанита. Вростки пентландита характеризуются дефектностью структуры и различными примесями с изомерным сдвигом до 0,06 мм/с и отсутствием квадрупольного расщепления.

Основным и более поздним минералом руды является кубанит, присутствующий в двух разных модификациях: изотропный высокотемпературный кубический кубанит I (высокий – 36.1%), кубанит II (54,8%).

Изотропный высокотемпературный кубический кубанит I [4] образуется как твердый раствор при температурах выше 450°С, когда смесимость его с халькопиритом не ограничена. Температура распада такого единого твердого раствора халькопирит – кубанит составляет 250-300°С.

Деформация выделений кубанита I приводит к частичному распаду твердого раствора с образованием двойников кубанита II в кубаните I. Длина двойниковых пластинок достигала 1,5 мм, толщина обычно до 0,02 мм. Двойниковые пластинки часто прерывисты и расщеплены. Высокотемпературное образование кубанита I подтверждается ассоциацией его с гриналитом – минералом подсемейства септехлоритов, которые устойчивы до температур 350 – 450°С.

Особенностью зёрен кубанита I является наличие в них телец распада халькопирита, который происходит при температурах 250 – 300ºС. Вростки халькопирита ($CuFeS_2$) характеризуются изомерным сдвигом 0, 058 мм/с и отсутствием квадрупольного расщепления. Некоторые образцы этой группы имеют уширенные линии, указывающие на существование различных положений ионов железа в подрешетках.

Кубанит II заметно анизотропен, имеет менее насыщенный розовато-желтый цвет по сравнению с коричневато-розовато-желтым цветом кубанита I. Эта более низкотемпературная модификация кубанита замещает массивый кубанит I, развиваясь в наиболее деформированных участках.

Известно, что кубанит II устойчив выше 200°С, а превращение "низкий — высокий" кубанит в лабораторных условиях необратимо. При отжиге высокого кубанита происходит его распад с выделением халькопирита, такой распад происходит при температурах 250-300°С. При испытаниях кубанита I установлено, что он, в отличие от кубанита II, имеет коричневато-желтый цвет, интенсивно покрывается побежалостью и подвержен структурному травлению. Травление его в парах царской водки выявило микротрещиноватость кубанита I и тонкопластинчатое двойниковое внутреннее строение его зерен.

В исследуемых образцах содержание магнетита достигало 2,5% при размерах зерен до первых миллиметров. Здесь магнетит образует вкрапленность отдельных метакристаллов и метазерен или микропрожилок в кубаните. Относительно более крупные зерна магнетита развиваются в порах руды иногда в виде правильных октаэдров. Поры, в которых развивается магнетит, эпизодически являются вместилищем более поздних пятнистых выделений галенита. Размер таких выделений достигает 2 мм.

Таким образом, наличие характерных структур распада твердых растворов указывает на широкий интервал температур кристаллизации сульфидов. Комплексные исследования выявили магматический гидротермальный и экзогенный этапы в образовании руды.

Литература:

1. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир. 1981. 575с.

2. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. и др. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите // Геология рудных месторождений. №1, 1966.- С.41-54.

3. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1998. 234 с.

4. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: ИЛ, 1962. 1132 с.

5. Химическое применение мёссбауэровской спектроскопии /Под ред. В.И. Гольданского. М.: Мир, 1970. 279 с.

К ВОПРОСУ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ КОСМОСТРУКТУРНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Мовланов Ж.Ж., Пирназаров М.М.

ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», г. Ташкент

Форсированное развитие промышленного производства и благоприятная рыночная конъюнктура металлов за последние годы определяют актуальность проведения геологоразведочных работ в Узбекистане по подготовке долгосрочной минерально-сырьевой базы рудных полезных ископаемых. В первую очередь в этом нуждаются районы с действующими и нарождающимися, на базе ранее подготовленных запасов металлов, горнорудными предприятиями. Подобные территории рассредоточены по всей республике и представляют основные горнорудные районы Узбекистана: Букантаускую (с месторождениями Саутбай, Окжетпес и др.), Тамдытаускую (Балпантау, Косманачи и др.), Зирабулак-Зиаэтдинскую (Ингичке, Каракутан, Янги Давон и др.), Северо-Нуратинскую (Чармитан, Учкулач и др.), Кураминскую (Кальмакыр, Кызылалма, Чадак и др.) и Южно-Узбекистанскую (Яхтон, Хандиза и др.).

В соответствии с современными направлениями развития теоретической, научно-прикладной, методической и инструментальной базы прогнозно-поисковых работ, а также с Постановлением Президента Республики Узбекистан №ПП-568 «О мерах по коренному совершенствованию организации геологоразведочных работ и деятельности Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам» перечисленные выше горнорудные районы являются первоочередными территориями внедрения современных дистанционных методов. Как известно, эти методы основаны на изучении выражения в различных физических полях (в гравитационном, электромагнитном, звуковом и др.) строения верхних частей земной коры, полученных на удалении от земной поверхности. Применяемые в геологии дистанционные методы в зависимости от изучаемых свойств структурных элементов земной коры используют определенную часть спектра (диапазон)

электромагнитного поля (в нм): гамма (<0,01), рентгеновское (0,01-10), ультрафиолетовое (10-400), оптическое (≈400-700), инфракрасное (≈700-200мкм) и радиоизлучение (>200мкм). Для исследования космических структур традиционно пользуются полученными с различных летательных аппаратов снимками в видимой части спектра (≈400-700нм). Эти оптические изображения в свою очередь делятся на цветные (в естественных цветах местности), черно-белые (в оттенках серого с сохранением фототона) и спектрозональные (трансформированные с помощью фильтров) снимки. Последние часто представляют собой раскрашенные в условные цвета определенные части спектра. Компьютерные технологии также позволяют совмещать и комбинировать изображения отдельных частей видимого спектра, несущих информацию, с высокой степенью вероятности, о различных свойствах структурных элементов земной коры. В настоящее время на ранних этапах отечественной геологоразведки наиболее часто используются три метода автоматизированной обработки цифровых космических снимков:

- ***ACP*** (анализ главного составляющего) используется для «просеивания» био- и гидрологической информации (растительность, влажность и др.), содержащихся в изображении поверхности, и на их основе получения единой стандартной цветовой композиции. Такие изображения позволяют откартировать разнотипные и разновозрастные горные породы, окрашенные в разные тона, включая четвертичные и современные образования, отличающиеся по возрасту и составу;

- ***ITS*** (интенсивность, тон и насыщенность) позволяет картировать и изучать разновозрастные и разнотипные горные породы, независимо от ландшафтно-климатических условий территорий. Метод использует изменение характеристики цвета при линейной обработке цифровых матриц, с учетом наличия для каждой системы цветов индивидуальной оси, направленной по определенной координате. Регулированием направлений осей всей системы и, в результате, изменением визуального восприятия создаются цветовые композиции изображений, характерные отдельным типам пород;

- ***«Индекс-IV»*** применяется для картирования максимального числа структурных объектов в породах, залегающих под чехлом осадочно-терригенных пород. Он также позволяет оконтуривать маркирующие какие-либо формации пород или их фациальные разновидности конкретные блоки, классифицированные Ш.Э. Эргашевым (2004) как «геоблоки структурных неоднородностей».

Эти и большинство неупомянутых выше методов компьютерной обработки снимков (Кирша, Собеля, Лапласа, СС, Нагао и др.) особый интерес представляют в закрытых территориях, при исследованиях глубинного геологического строения и прогнозировании благоприятных для локализации рудных месторождений космоструктурных элементов (линеаментов, структур, ландшафтов и др.). Это справедливо, так как дистанционные методы, в сопоставлении с традиционными геологическими имеют явные преимущества в оперативности и экономичности

локализации перспективных площадей. Однако имеются и отдельные методические недоработки, отрицательно влияющие на достоверность заключительных прогнозных построений. Они в первую очередь зиждутся на спорадичности имеющихся опытно-методических исследований по адаптации рассмотренных выше методов к геологическим, ландшафтно-климатическим и др. условиям Узбекистана. Пока этот вопрос остается недостаточно проработанным и наблюдается вынужденное оперирование соответствующих служб геологической отрасли республики показателями информативности методов, апробированных в природных условиях стран-разработчиков из дальнего зарубежья (Франция, США, Япония и др.). Повышению эффективности прогнозных построений также мешают отсутствие автоматизированных методов дешифрирования на космоснимках рудоконтролирующих признаков и субъективность их визуальной идентификации. Положение усугубляется обилием альтернативных дешифровочных материалов, получаемых разнообразными автоматизированными методами обработки и затрудняющих расстановку акцентов при дешифрировании на основных космоструктурных элементах прогнозирования. Одним из реальных способов снижения этих погрешностей дистанционного прогнозирования, часто списываемых на конвенгертность дешифровочных признаков, являются обоснованное, на основе исследований опытно-методического характера, расширение круга полевых видов работ, применяемых при наземной заверке космоструктурных элементов. В настоящее время в среднемасштабных проектах на полевые работы отводиться небольшая часть средств, и они представлены рекогносцировкой, измерениями световой яркости (КСЯ) геолого-ландшафтных объектов, полевым дешифрированием, изучением выраженности цифровых (фототональных) изменений на обработанных изображениях и др. Эти работы проводятся в единичных узлах пересечения фотоструктур, местах аномальных изменений фототональностей, участках проявления минерализации и др. Однако из-за недостаточной регламентированности в методико-инструктивных документах (Ш.Э. Эргашев, А. Асадов, 2001; А.А. Глух, 2002 и др.), объемы полевых работ из года в год сокращаются. Формирование заключительных прогнозных рекомендаций при этом осуществляются экспертным путем,часто с привлечением ограниченного качественного фактического материала (идентифицированные на местности фрагменты дешифрированных линейных и концентрических структур, смена типов пород, участки метасоматических изменений и др.). Так как исследуемые площади характеризуются большими размерами (десятки, первые сотни км2), закрытостью чехлом более молодых непродуктивных отложений,часто располагаются на труднодоступных местностях и проводятся без опробования потенциально продуктивных толщь, то результаты такихполевых работ не позволяют с достаточной детальностью обосновать

целесообразность дальнейшего изучения и очередность вовлечения в геологоразведочный процесс выделенных геологический благоприятных позиций. Вместе с этим современная методическая база ряда поисковых методов, особенно, геохимических позволяет на основе крайне ограниченного материала внести ясность на вышеотмеченные вопросы, что практически не отразиться на оперативности и экономичности работ.

Теоретическая база включаемых в комплекс наземных заверочных работ геохимических исследований должны опираться на представление о том, что выделенные космоструктурными методами геологический благоприятные позиции представляют собой выведенные на эрозионную поверхность верхне-, над- и далеко надрудные или, что с высокой вероятностью тоже может проявляться, подрудные уровны среза рудных тел. Для внесения ясности этим вопросам, при полевых работах предлагается производство геохимического опробования всех доступных, в пределах оконтуренной космоструктурными исследованиями, природных образований: из типов рудовмещающих горных пород в коренных выходах (первичное литохимическое опробование методом пунктирной борозды); из рыхлых современных отложений, перекрывающих продуктивные коренные породы (металлометрическое опробование из представительного горизонта, определенной фракции обломков, глубины и др.); из растений, прирастающих в перекрывающих рудовмещающие породы рыхлых отложениях (биогеохимическое опробование); из подземных вод, омывающих на глубине рудовмещающую среду (гирогеохимическое опробование). Приоритетность применения конкретных геохимических методов определяется в вышеуказанной очередности (при наличии возможностей опробования по первому методу последующие не выполняются) и во многом зависеть от ландшафтно-геохимических условий и геолого-структурных особенностей залегания оруденения в конкретных территориях. Для обеспечения максимальной информативности наиболее предпочтительным является литохимическое опробование, с применением методов усиления первичных и вторичных ореолов (мультипликации, «пленочный», диффузионного извлечения металлов и др.), так как в указанной выше очередности прослеживается сужение возможностей геохимических методов прогнозирования масштабов, эрозионного среза, рудно-формационной принадлежности и др. особенностей оруденения.

"ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ" И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОЛОТА В ГОРАХ КАРАТАУ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН) С ПРИМЕНЕНИЕМ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ

Мовланов Ж.Ж.,[2] Пирназаров М.М.,[2] Седельников Л.В.[1]
[1]ГУ Госкомгеологии Республики Узбекистан, г. Ташкент
[2]ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», г. Ташкент

На долю золоторудных месторождений в углеродистых формациях приходится порядка 10% мировых запасов золота. Они имеют также важное значение в балансе золота Узбекистана и Российской Федерации. Изучение опубликованной литературы в процессе выполнения работ в Южно-Нуратинских горах (Восточная часть Центральных Кызылкумов) выявило большое сходство геологических условий размещения изучаемых золоторудных месторождений с промышленными объектами складчатых областей Сибири, особенно, Енисейской (месторождения Олимпиадинское, Советское, Ольгинское, Благодатское и др.). Это позволяет предположить сходство рудоконтролирующих признаков оруденения и их универсальность при прогнозировании перспективных на золото площадей (А.Ф. Карпузов, 2008).

В горах Каратау рудные зоны часто приурочены к полосам черносланцевых образований, известных в литературе как "черные сланцы". Они представляют собой группу осадочных пород, разнообразных по литологическому составу, обогащенных органическим веществом и различными химическими элементами, такими как U, Mo, V, Re, Au и др. [1]. Эти металлы предположительно поступают из недр Земли и участвуют в формировании стратифицированных минерализованных зон, которые при последующих процессах метаморфизма и магматизма могут являться основой для образования крупных более поздних месторождений (Михайлов, 2002). Развитие полос черных сланцев структурно отвечает зонам повышенной дислоцированности и их образование, вероятно, происходило одновременно с процессами смятия и рассланцевания углеродсодержащих пород. В зонах, проницаемых для глубинных флюидов, происходит эндогенное науглероживание пород и отложение в них рудных элементов, достигая промышленных концентраций на отдельных участках.

В пределах гор Южный Нуратау широко распространены различные типы метаморфических образований, постмагматических гидротермальных жил и метасоматических пород. В гидротермальных месторождениях золотое и, реже, вольфрамово-золотое оруденение приурочено к интенсивно окварцованным песчаникам, дайкам лампрофиров, кварцевыми жилам и зонам дробления, с наличием большинства типов изменений.

Одним из приоритетных направлений проведенных авторами исследований,

учитывая частичную закрытость продуктивной на благородные металлы домезазойской толщи территории молодыми отложениями, являлось выявление космофотоструктур - линеаментов, дугообразных и концентрических фотоаномалий, интегрированных с природными объектами на поверхности Земли. Для этого были разработаны методологические, теоретические и практические подходы, учитывающие всё разнообразие имеющихся материалов (дистанционных, геологических и др.). Складчатые сооружения, возникшие в процессе проявления доальпийских, альпийских и новейших этапов тектогенеза, четко проявлены в рельефе, в конкретных геотектонических позициях и границах каждого горного сооружения. Подобные участки земной поверхности маркируются границами различных ландшафтных зон где природные факторы, позволяющие фиксировать на аэрокосмофотоснимках вещественно-структурные фотосведения, выражены своеобразно и довольно существенно отличаются друг от друга. На их основе выбраны наиболее информативные критерии и отдешифрированы фотоструктурные объекты, ряд линейных, дугообразных и концентрических структур. Результаты исследований сопоставлялись с материалами геологии, геофизики, контрольного дешифрирования и ранее составленными космофотоструктурными схемами. В результате разбраковки были отобраны наиболее достоверные единицы, представляющие поисковое значение [2].

Среди них важнее место занимает Западно-Нуратинская концентрическая структура центрального типа (ЗНКСЦТ) с многозональным строением. В металлогеническом отношении огромный интерес представляют ее южные секторы, образующие Каратаускую ветвь Южно-Нуратинского хребта. В ее пределах расположены Алтынгазканское, Сармичское и Бирансkое рудные поля.

Авторами в 2008-2012 гг. использовались, обработанные специальными методами (ACP, ITS, Индекс-IV, Кирша, Собеля и др.), современные цифровые космические снимки по территории работ, на которых проведено «просеивание» не имеющих прямого отношения предметам локального прогноза, второстепенных видов информации (элементы антропогенного воздействия на природную среду, растительность, влажность и др.), содержащихся в изображении поверхности. Это позволило создать стандартные цветовые композиции изображений ландшафта, характеризующихся высокой информативностью при целевой интерпретации контуров структурных неоднородностей [3].

Использование комплекса материалов, ранее проведённых полевых поисковых и специализированных металлогенических, рудно-формационных, геолого-структурных и геохимических методов, с приоритетом на дешифровочные, полевые заверочные и геохимические опробовательские работы, позволило составить космоструктурную модель западного окончания Южно-Нуратинского хребта масштаба 1:50000.

Основными признаками распознавания в ней перспективных для размещения

золото-редкометального оруденения позиций являлись внешние зоны многозональных концентрических структур центрального типа, в местах их совмещения в едином пространстве с благоприятными геологическими структурами, геохимическими полями и геофизическими аномалиями [4, 5].

Комплексная интерпретация этих материалов по западному окончанию Южно-Нуратинского хребта (горы Каратау) позволила обоснованно оконтурить 9 перспективных для локализации золото-редкометального оруденения позиций ранга крупных рудных полей (от 10 до 62 км^2), в т.ч. 4 первоочередных участка для постановки опережающих специализированных поисковых работ.

Литература:

1.Абдуазимова З.М. Глобальные и региональные события в домезозойской истории Кызылкумо-Нуратинского региона и их влияние на формирование залежей благородных металлов // Геология и минеральные ресурсы. – 2012. - № 2. – С. 3-10.

2. Эргашев Ш.Э., Авезов А.Р. Усовершенствование методики дистанционных зондирований и пути повышения информативности аэрокосмофотоматериалов в условиях Узбекистана // Geologiy ava mineral resurslar. - 2002. - № 2. - С. 10-17.

3. Эргашев Ш.Э., Пирназаров М.М. Комплексирование дистанционных и геофизических методов для уточнения возрастной последовательности становления глубинных структур (на примере гор Нуратау) // Руды и металлы. – М., 2006. - № 1. - С. 43-46.

4. Пирназаров М.М., Мовланов Ж.Ж., Рискидинов Ж.Т. Космоструктурные особенности размещения золото-редкометального оруденения на Западной части Южно-Нуратинских гор // Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня: Материалы II Республ. науч. конф. - Т.: НУУз, 2013. – С. 120-122.

5. Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Балашов А.Н. Модель геохимического районирования золоторудной провинции Букантау (Кызылкумы, Узбекистан) // Отечественная геология. - М., 2011. - № 2. - С. 40-55.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА АЛДАНСКОГО ЩИТА

Молчанов А.В., Шатов В.В., Терехов А.В.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург

Алдано-Становой щит является уникальным рудоносным блоком земной коры, как по числу и масштабам выявленных золоторудных месторождений, так и по перспективам обнаружения здесь новых объектов, не открытых ранее. Однако, вследствие интенсивной многолетней золотодобычи, сырьевая база россыпного и рудного золота, сосредоточенного в известных объектах щита серьезно истощена. В тоже время работы, проведенные в рамках создания Госгеолкарт-1000 третьего поколения (O-50, 51, 52, 53, N-50, 51, 52, 53) и ГДП-200 (O-51-XIX), а также

поисковые работы, выполненные силами ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология» при участии ФГУП «ВСЕГЕИ» на локальных участках в Центрально-Алданском, Амгинском, Торгойском рудных районов и др., показали их значительные перспективы на выявление новых месторождений золота, как традиционых для Алдано-Станового щита, так и новых геолого-промышленных типов. Достаточно упомянуть выявленное недавно месторождение золота «Гора Рудная» в пределах Лебединского рудного узла. Таким образом, перспективы повышения минерально-сырьевой базы золота Алдано-Станового щита, весьма велики.

Золотое оруденение, парагенетически связанное со штоками, лакколитами и дайками сиенитов и монцонитов, а также широким развитием ареалов гидротермально-метасоматических образований гумбеитового и березитового типов,локализовано в пределах наиболее крупного Лебединского, а также Джекондинского, Рэдэргинского, Ыллымахского рудных узлов Центрально-Алданского рудного района. Данный тип оруденения является для Центрального Алдана основным россыпеобразующим источником золота. Оно характеризуется относительно высоким содержанием золота (тонкодисперсное и самородные формы) в десятки г/т, повышенной сереброносностью руд (до сотен г/т), высокими (до промышленных) содержаниями меди (до 8%), свинца, цинка, висмута, вольфрама, молибдена; в отдельных рудных телах минералогически установлено наличие минералов платиновой группы. Оруденение имеет большой вертикальный размах, локализуясь как в породах архейского фундамента (прослежено до глубины 100-120 м), штоках, силлах и дайках сиенитов (тип «гора Рудная»), так и в нижней части карбонатной толщи венда-нижнего кембрия и алевропесчаной толще нижней юры («лебединский» тип).

Оруденение, представленное месторождениями Куранахского рудного узла, является своеобразным "куранахским" геолого-генетическим типом, который уже 30 лет составляет основу минерально-сырьевой базы Куранахского ГОКа и Центрально-Алданского района. Характерный структурно-литологический фактор - локализация рудных тел на стратиграфическом и литологическом контакте алюмосиликатных алевропесчаных пород нижней юры и карбонатных пород верхней части нижнекембрийской толщи (унгелинская, куторгиновая свиты), на значительном (500-600м) удалении от поверхности архейского фундамента. Руды вмещаются линейными микрограбенами, трассирующимися зонами долгоживущих региональных разломов северо-западного и субмеридионального простирания.

Формирование оруденения «куранахского» типа связано с интенсивным проявлением щелочного метасоматоза в виде послойных пластовых залежей пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (гумбеитов) в карбонатных породах нижнего кембрия, песчаниках юры, а также в пределах долгоживущих региональных разрывных нарушений.

Оруденение Эльконского золото-урановорудного узла локализованно в

пределах двух структурно-вещественных блоков (северо-западного и юго-восточного), граница между которыми проходит по Курунг-Юкунгринскому разлому. Этот же разлом характеризуется В.М. Терентьевым [1961] как «…рубеж, проявляющийся системой коротких зон трещиноватости мезозойского возраста, выступающий в качестве геохимического барьера, разобщая области с различными геохимическими особенностями, а так же важной пограничной полосы, по которой меняется характер магнитного поля района».

Юго-восточный блок – амагматичный (на современном эрозионном срезе) в мезозойское время, в геофизических полях выраженный отрицательной магнитной аномалией (от - 200 до - 250 нТл) и положительной аномалией силы тяжести (до + 0,05 мГал). В юго-восточном блоке гидротермально-метасоматические образования (гумбеиты, березиты) формировались в наиболее ранние фазы мезозойской тектоно-магматической активизации в осевых зонах долгоживущих разломов.

Северо-западный блок характеризуется развитием в его пределах мезозойских магматичских образований, что отражено в аномальном магнитном поле от -10 до -30 нТл и в отрицательных значениях составляющих полей силы тяжести (до – 0, 22 мГал). Гидротермально-метасоматические образования (фениты, гумбеиты, пропилиты и скарны) северо-западного блока имеют внутри-, околоинтрузивное (ореольное) распространение и накладываются на более ранние метасоматические образования.

В пределах выделенных блоков нами ранее установлена область развития «эльконского» (Au,U), «рябинового» (Au-Cu) и комбинированного «элькон-рябинового» (Au-Cu+Au-U) типов оруденения, связанных с процессами гумбеитизации.

Рудопроявления золото-медно-порфировоготипа (тип «горы Рудной») также известны в пределах Томмотского, Якокутского, Джекондинского и Ыллымахского массивов центрального типа. Кроме месторождений и рудопроявлений описанных выше типов, в Центрально-Алданском районе в 90-х годах выявлено нетипичное Самолазовское месторождение золота, где окисленное рудное тело локализовано предположительно в скарнированных и мраморизованных доломитах на пологом контакте с кровлей щелочного массива мезозойского возраста. При детальной разведке в 2013 году компанией «Селигдар» установлены первичные руды непосредственно внутри самого массива, схожие по морфологии и составу с золотоносными образованиями горы Рудной.

Прогнозная оценка Центрально-Алданского района связывается с поисками новых типов оруденения (тип «гора Рудная») с открытой добычей и переработкой, как на Куранахской ЗИФ, так и внефабричным способом - методом кучного выщелачивания.

В пределах Олдонгсинского рудного узла известны многочисленные рудопроявления и проявления (Тасмиелинское, Ветвистое, Черничное и Олдонгсо)

золото-урановой минерализации, относимые к золото-урановой формации в гумбеитах и гумбеитизированных породах в проницаемых слабо метаморфизованных углеродсодержащих терригенных породах ханинской свиты. Локальный структурный контроль оруденения осуществляется маломощными зонками брекчирования, рассланцевания, будинажа, межпластовыми срывами и трещинами кливажа осевых поверхностей складок, картируемых в толще тонкозернистых, как правило, углеродсодержащих метаосадков ханинской свиты. Рудоносными породами являются интенсивно гумбеитизированные тектониты, картируемые в горизонтах углеродсодержащих метапелитов. Общая мощность зон интенсивной рудосопровождающей гидротермально-метасоматической проработки достигает 60м. Прожилково-вкрапленное оруденение развито в пирит-барит-карбонат-кварц-адуляровых метасоматитах и микробрекчиях. По аналогии с другими золоторудными узлами предположительно возраст основного оруденения является мезозойским, так как в данный период в пределах Алданского щита наиболее активно проявлены процессы рудогенеза генетически и парагенентичски связанные с тектоно-магматической активизацией.

На территории Верхне-Амгинского потенциального рудного района широко распространены проявления золота, аналогичные оруденению куранахского и лебединского типов Центрально-Алданского района. Оруденение Куранахского типа локализуется на контакте нижнекембрийских и юрских отложений, развитых на юге и на востоке ПРР. На Верхне-Оларбахском проявлении «куранахского» типа в подошве юрских песчаников развиты площадное окварцевание, сульфидизация, гематитизация, кальцитизация и присутствует до 2,9г/т золота и 1,4 г/т серебра в брекчированных песчаниках базального слоя юры. Ниже по разрезу в доломитах кембрия выделены золоторудные проявления с содержанием золота от 3,5 до 4,6 г/т. Рудоносные гидротермально-метасоматические образования установлены так же по ручью Онхой, где кавернозные окварцованные доломиты венда содержат золота 0,4 г/т золота, а доломиты с оолитами гематита на контакте с юрой 3,5 г/т золота.

В пределах Верхнеамгинской золотоносной площади коренная золотоносность лебединского типа пространственно совмещена с россыпной. Соответственно, наличие россыпей, особенности их размещения и характер распределения золота следует учитывать как поисковые признаки и критерии при определении общих перспектив коренной золотоносности.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БУРОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Молчанов В.П.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В последние годы резко возрос интерес к Дальнему Востоку со стороны государства. Уникальность географического положения региона, его научно-технический и оборонный потенциал имеют для Российской Федерации большое геополитическое значение. В тоже время эффективность использования богатой сырьевой базы низка, что в первую очередь обусловлено рядом инфраструктурных и демографических ограничений. Согласно Федеральной целевой программе по развитию Дальнего Востока и Байкальского региона необходимо до 2018 г., обеспечить ускоренное развитие этих территорий и улучшить инвестиционный климат в макрорегионе. В этих условиях инновационный путь развития горнодобывающих предприятий состоит в переходе к комплексной переработке добытого природного сырья, производству новых продуктов, конкурентоспособных на мировом рынке. Применительно к угольной промышленности эта задача в значительной мере может быть решена на основе утилизации техногенных отходов, в частности, пород вскрыши угольных пластов, которые значительно осложняют экологическую обстановку в районах отработки месторождений. При этом в них зачастую отмечается высокие содержания не только благородных металлов (золота, платины, серебра), но и других рудогенных элементов (германия). Это позволяет рассматривать вскрышные породы, в качестве потенциального источника полезных компонентов. По основным техническим показателям (большим объемом, промышленным концентрациям золота и т.д.), они вполне отвечают требованиям, предъявляемым к твердым полезным ископаемым. Извлечение полезных компонентов из пород вскрыши будет способствовать повышению рентабельности предприятий угольной промышленности, а также возможному созданию малоотходных производств [1].

В настоящее время эти вскрышные породы, в своей основной массе, складируются в виде отвалов, которые занимают значительные площади. Известно, что основными поставщиками углеродсодержащего техногенного сырья являются угольные разрезы Сибири и Дальнего Востока. Это объясняется масштабами добычи углей и относительно высоким коэффициентом вскрыши. Так, по разрезам Кузнецкого бассейна он составляет около 10 т. на тонну добытого угля, а по разрезам Восточной Сибири - до 3,6 т. На юге Дальнего. Наиболее высокими коэффициентами вскрыши отличается Лучегорский и Павловский разрезы, отрабатывающие соответственно Бикинское и Павловское месторождения. Базовым объектом наших исследований избрано Павловское месторождение, которое является крупнейшим в мире по запасам германиеносных бурых углей.

Оно находится в центральной части Приморского края, характеризующейся развитой инфраструктурой и близостью крупных промышленных центров. Годовой объем вскрыши здесь достигает 18 млн. м^3. Можно представить, сколько сотен миллионов кубических метров вскрышных пород скопилось в отвалах за более чем за 30-летнюю историю эксплуатации объекта. Одной из характерных особенностей этих техногенных образований является присутствие промышленно значимых концентраций золота. Проблема происхождения золотой минерализации трактуется неоднозначно [2, 3].

По гранулометрии изученное самородное золото преимущественно относится, в понимании [4], к мелкому классу (-0,25 мм). Количество частиц средней крупности (до 1,0 мм) обычно не превышает 2-3 %. Морфология зерен не отличается большим разнообразием. Преобладают изометричные (комковидные, гипидиоморфные) и уплощенные (пластинчатые, чешуйчатые) золотины. По особенностям химизма все исследованные образцы можно разделить на 4 группы: серебристую, ртутистую, медистую и палладистую. В составе серебристой группы доминируют низко- высокопробные разновидности. Низкопробные фазы характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний пробы от 650 до 700 промилле. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 30-50 мкм, где концентрации Ag (1.6-1.8 мас.%) значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золота в зоне гипергенеза. Другая разновидность характеризуется более высокими значениями пробы (свыше 900 промилле). В ртутистой группе преобладают низкопробные фазы (Au от 58.7 до 65.4 мас.%, Ag от 39.1 до 41.5 мас.%, Hg от 0.9 до 2.3 мас.%). Единичными микрозондовыми анализами установлено присутствие выделений амальгамы золота (до 12-15 % Hg). Ртутистые золотины характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью. Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм, в которой практически полностью отсутствует Hg. Подобные изменения претерпевало гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала. Отличительными чертами такого золота являются пониженные значения пробы, прямая корреляция концентраций Ag и Hg. Подобными характеристиками обладают изученные ртутистые фазы. Изложенные данные позволяют уверенно относить изученное ртутистое золото к природным твердым растворам системы Au-Ag-Hg. Медистая группа состоит из, золотин высокой пробы (более 900 промилле) с заметной примесью Cu (0.1-3.2 ат.%). Установлен неравномерный характер распределения Cu в пределах золотин. Размер гомогенных участков редко превышает десятки микронов. Среди обособлений четвертой группы наиболее широко распространены частицы палладистого золота (Au-Pd). В отдельных случаях отмечаются субмикронные выделения интерметаллидов золота, палладия

и никеля (Au-Pd-Ni), состав их варьирует в широких пределах. Присутствие золото-палладиевых и золото-палладий-никелевых фаз позволяет предполагать о мантийном источнике рудоносного флюида, участвовавшего в формировании золотой минерализации. В пользу этого предположения может послужить обнаружение [5] в делювиальных и аллювиальных отложениях Фадеевского узла, расположенного вблизи от изученного объекта, шлиховой ассоциации Pd, Cu, Hg - золота с киноварью, платиноидами, самородными металлами (Pb, Fe, Cu, Zn), интерметаллическими соединениями (Pb-Sn, Fe-Cr) - практически тот же спектр минералов, что и в тяжелой фракции пород вскрыши Павловского месторождения

Для объяснения причин появления благороднометальной минерализации предлагается рассмотреть гипогенную модель. Она основана на предположении об глубинной природе ассоциации золота, палладия и платины, пространственно совпадающей с разломами мантийного заложения, по которым осуществлялась дегазация жидкого ядра Земли. Предполагается, что формирование самородных металлов и интерметаллидов в зонах глубинных разломов тесно связано с особенностями развития магматических процессов и флюидного режима и сопряжено с эндогенным рудообразованием. В пределах различных структур земной коры выявляются различные ассоциации самородных металлов и интерметаллидов, в которые входят, кроме золота, палладия и платины, Fe, Ni, Co, Cr, Mn, Pb, Zn, Cd, Sb, Cu, Sn, Bi, Al, C, оксиды, нитриды, цианиды металлов и др. По-видимому, по участкам проявления ассоциаций этих минералов можно распознавать разломы глубинного заложения, используемые в качестве путей движения металлоносных флюидов. В таком случае, находка соединений Au-Pd и Au-Cu-Hg в рыхлых отложениях Павловского месторождения и Фадеевского узла можно рассматривать, как свидетельство глубинной дегазации Земли, проявляющейся в процессе тектоно-магматической активизации в осадочном чехле окраины Ханкайского террейна, где расположены изученные объекты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-17-00420.

Литература:

1. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медков М.А. Перспективы комплексной переработки пород вскрыши угольных пластов юга Дальнего Востока // Доклады Академии наук. 2015. Т.464 № 5. С. 574-577.

2. Середин В.В. Au-PGE минерализация на территории Павловского буроугольного месторождения Приморья // Геология рудных месторождений. 2004. №1. С. 40-71.

3. Молчанов В.П., Медведев Е.И. Самородное золото аллювиальных отложений угленосных впадин юга Дальнего Востока // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. 2010. Новосибирск: изд-во ООО «Апельсин». С. 456-460.

4. Петровская Н.В. Самородное золото. Москва: Недра.1973.

5. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Доклады Академии наук. 2008. Т.422 № 4. С. 536-538.

КОМПЛЕКСНЫЕ ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОССЫПИ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОЛОГИЯ И СОСТАВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Мустафин С.К.
Башкирский государственный университет, г. Уфа

Уральская золотоносная провинция, включающая территории Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей, Республик Башкортостан и Коми, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов – обеспечивает около 10 % добычи золота РФ из собственно золоторудных месторождений и россыпей. Запасы рудного золота на провинции составляют 7,8 % запасов РФ, прогнозные ресурсы – 13,1 %, а добыча – всего 1,9 %. Все эксплуатируемые месторождения и разведанные запасы Уральской золотоносной провинции сосредоточены на территориях Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей и Республики Башкортостан.

Широкое развитие во времени и пространстве известного золотого и комплексного золотосодержащего оруденения, обусловило развитие на территории различных по генезису и времени формирования россыпей.

Геолого-геоморфологические особенности развития Уральского региона (провинции) - длительность мезо-кайнозойского континентального этапа, глубокое выветривание коренных пород, широкое выравнивание рельефа - привели к формированию широкого спектра разнообразных возрастных генетических и морфологических типов россыпей.

Наряду с повсеместно развитыми Q россыпями известны месторождения N, □, K, J. Основу сырьевой базы составляют мелкозалегающие россыпи малых и средних долин. По мере их отработки возрастает значение россыпей толщ повышенной мощности (до 50-60 м и более) и техногенных.

На Урале выделяется множество золотоносных зон, изученных с различной степенью детальности, в которых россыпи приурочены к долинам современной и погребенной гидросети (русловые, долинные, террасовые, ложковые, карстовые). В ряде долин проявлена золотоносность, связанная с рыхлыми отложениями мезозойских и третичных депрессий.

Промышленные концентрации золота в депрессиях, как правило, приурочены к горизонтам грубообломочных каолинизированных галечников и песков. MZ-KZ россыпи характеризуются мелким золотом и большим количеством глинистого материала.

Размеры россыпей различны: протяженность - от десятков метров до десятка километров, ширина промышленного контура - до 300-400 м, глубина залегания - до 30 м и более. Самые большие запасы (64,4 %) и добыча (81,9 %) приходятся на Свердловскую область, 20,4 % запасов и 11,4 % добычи - на Челябинскую и 11,1 % запасов - на Пермскую. Запасы и добыча в Оренбургской области и Республике

Башкортостан (РБ) невелики.

На территории Южного Урала в пределах РБ известно около 300 россыпей золота. За весь период эксплуатации, составляющий 200 лет, из россыпей добыто более 87 т учтённого металла [1].

Промышленные россыпи РБ сосредоточены преимущественно в Авзяно-Белорецком, Баймакском, Сибайском и Учалинском рудно-россыпных районах, лишь небольшое количество объектов представлено в Зилаирском.

Различаются россыпи аллювиальные (включая аллювиально-карстовые и озёрно-аллювиальные), делювиальные, элювиальные и переходных типов.

Основная часть промышленных запасов металла сосредоточена в аллювиальных россыпях; делювиально-аллювиальные объекты менее продуктивны.

Возраст золотоносных отложений неоплейстоценовый NP (QI–QIII)., эоплейстоценовый; плиоценовые и миоценовые россыпи развиты слабее.

В морфологическом отношении выделяются: долинные, террасовые и ложковые.

Большинство россыпей восточного склона Башкирского Урала являются комплексными по составу минерального сырья, поскольку в них нередко отмечается наличие осмистого иридия в содержаниях до 2-3% относительно содержания самого золота.

В гранулометрическом отношении преобладает золото мелкого (до 0,5 мм) и среднего (0,5-1,0 мм) классов. Россыпи с преобладанием крупного золота немногочисленны; встречаются самородки весом 400-800 г, наиболее крупный из задокументированных – «Ирендыкский медведь» весом 4788 г.

Окатанность россыпного золота различна, встречаются сохранившиеся дендриты, однако чаще преобладает средняя и хорошая.

Слабоокатанное золото нередко в сростках с кварцем обычно приурочено к вершинам ложковых россыпей. Пробность самородного золота различных россыпей региона колеблется от 800 до 960.

В золотоносных аллювиальных отложениях, локализованных в широких разработанных долинах рек Миасс и Урал, доля обломков валунно-галечной размерности определяется 20-30%, для отложений объектов, расположенных в зоне резко расчленённого рельефа (долина р. Авзян), она намного выше – 40-65%.

Доля обломков гравийно-песчаной размерности колеблется от 20 до 50%, а глинисто-алевритовой составляющей – 20-40% соответственно; в делювиально-аллювиальных россыпях, переходящих в аллювиальные, доля последней возрастает, достигая 65%.

В целиковых россыпях концентрация золота приплотиковая пластовая. Максимальные содержания металла устанавливаются в струях, сложенных грубообломочным аллювием с глинистым заполнителем. В плане россыпи лентовидные, с шириной промышленного контура до 20-40 м в долинах водотоков

I-II порядков, 100-300 м в долинах III-IV порядков. Протяжённость россыпей колеблется от 1,5 – 2 км до 6-10 км. На участке долины верхнего течения р. Миасс, сближенная группа россыпей объединена в единый дражный полигон. Мощность продуктивного слоя, тяготеющего к тальвегам и палеотальвегам долин, не превышает 2-3 м, редко достигая 4-6 м. Глубина залегания россыпи составляет 2-12 м, возрастая в палеоврезах до 15-70 м.

Наиболее крупные россыпи перемыты с применением современной высокопроизводительной техники – гидровашгертами и драгами. Однако анализ результатов разведки и эксплуатации россыпей территории показал, что ресурсы россыпного золота РБ далеко не исчерпаны.

Прирост запасов металла возможен на флангах известных месторождений, в межблоковых и бортовых целиках, за счёт недозачищенных плотиков, вскрышных лежалых отвалов старых разрезов, «головок» гале-эфельных отвалов. В геоморфологическом отношении благоприятными для обнаружения новых россыпей в регионе являются долины с корытообразным поперечным профилем, врезанные в умеренно приподнятые морфоструктуры с грядово-мелкосопочным и столовым рельефом. Для долин I-IV порядков благоприятным признаком развития россыпной золотоносности является наличие хорошо разработанной лестницы террас – от первой надпойменной поздненеоплейстоценовой до высоких плиоцен-миоценовых.

Наиболее распространенной примесью самородного золота является Ag, подчинённое значение имеют постоянно присутствующие примеси: Cu, Fe, Pb, Hg, реже встречаются элементы-примеси, обусловленные составом руд – As,Sb, Zn, Bi, Te, Se, редкие примеси - Pt, Pd, Os и Ir.

Амальгама золота техногенной природы установлена в эфельных отвалах (отходах более ранней переработки) россыпных месторождений долины р. Авзян.

Ранее для извлечения самородного золота тонкого и пылевидного классов старатели Урала традиционно использовали технологию амальгамации, в настоящее время запрещённую в связи с экологическими требованиями.

Рентгеноструктурный анализ позволил идентифицировать амальгаму золота, отвечающую по составу фазе ASTM Au_6Hg_5 (рентгеновская плотность ρ=16,872 г/см^3).

Наряду с техногенной амальгамой золота в пробах обнаружено и самородное золото, поверхность частиц которого участками или нацело, покрыта плёнкой техногенной амальгамы золота, обладающей, как показало исследование на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности.

В составе самородного золота из техногенной россыпи, кроме основы, представленной фазой Au, присутствуют фазы, близкие по своим параметрам эталонам ASTM состава Au_6Hg_5, Au_5Hg_8.

Рентгеноструктурный анализ минералов комплексной россыпи бассейна р.

Урал позволил выявить важные в генетическом отношении минеральные фазы: туламинита Pt_2FeCu в сростках с хромпикотитом $(Mg,Fe)Cr_2O_4$; самородного иридия (Ir–ASTM фаза 44) с примесью ферроплатины (Pt_3Fe –ASTM фаза 542); самородного иридия в сростках с серпентином $Mg_6[Si_4O_{10}]$ $(OH)_8$; рутенистого осмия (OsRu –ASTM фаза 17714) с примесью фазы форстерита $Mg_2[SiO_4]$; иридистого осмия $Os_{13}Ir_7$ (ASTM, фаза 15233)с примесью фазы форстерита $Mg_2[SiO_4]$; рутенистого иридия (ASTM фаза $Ir_{53}Ru_{47}$), самородного осмия (Os – ASTM фаза 137).

Рентгеноспектральный анализ показал, что иридосмин из россыпи содержит существенные количества (мас.%): рутения (8,53-9,56) и незначительные примеси меди (0,42-0,6) и железа (0,31-0,42).

В комплексной россыпи Тарлау (бассейн р. Урал) выявлены важные в генетическом отношении агрегаты минеральных фаз: туламинита Pt_2FeCu в сростках с хромпикотитом $(Mg,Fe)Cr_2O_4$; самородного иридия с ферроплатиной (Pt_3Fe); самородного иридия с серпентином $Mg_6[Si_4O_{10}]$ $(OH)_8$; рутенистого осмия с форстеритом $Mg_2[SiO_4]$; иридистого осмия с форстеритом; а также отдельных фаз рутенистого иридия и самородного осмия.

Иридосмин из россыпи содержит (мас.%): Ru (8,53-9,56), незначительные примеси Cu (0,6) и Fe (0,42). Элементы-примеси в самородном золоте служат надёжными индикаторами состава среды минералообразования. Этот признак сохраняется и в золоте россыпей, что позволяет определить коренной источник металла россыпи.

Для ряда россыпных месторождений отмечается весьма существенная, в отдельных случаях до 75% и более, доля весьма мелкого (– 0,25 + 0,1 мм), тонкого (– 0,1 +0,05 мм) и пылевидного (– 0,05 +0,01 мм) классов самородного золота от общей массы металла. Такое золото гидравлическим способом не извлекается и накапливается в эфельных отвалах, формируя техногенные месторождения. Ранее мелкое золото извлекали амальгамацией.

Современные центробежные концентраторы и винтовые шлюзы отличаются высокой производительностью при минимальном техногенном воздействии на окружающую среду.

Результаты изучения распределения и форм нахождения золота в минеральном сырье коренных источников питания россыпей различных регионов, указывают на наличие наночастиц, актуальность учёта которых сегодня подтверждается специализированными исследованиями.

Оптимизация региональных минерагенических исследований рудно-россыпных районов Южного Урала и отдельных объектов, включая разнотипные комплексные по составу минерального сырья современные россыпи, сегодня требует сочетания возможностей ГИС- и нанотехнологий.

ПОТЕНЦИАЛ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЛИН–ТИПА СТРАН ШОС

Мустафин С.К.
Башкирский государственный университет, г. Уфа

Основанная в 2001 г. Шанхайская организация сотрудничества (далее ШОС) в настоящее время объединяет 8 государств-членов: Индию, Казахстан, Киргизию, Китай, Россию, Пакистан, Таджикистан, Узбекистан. Статус государств-партнёров имеют: Афганистан, Белоруссия, Иран, Монголия; государствами-партнёрами по диалогу являются: Азербайджан, Армения, Камбоджа, Непал, Турция, Шри-Ланка. Общая площадь территории стран ШОС составляет 34,3 млн. км^2, (60% площади Евразии); население – более 3,4 млн. человек.

Главы государств-членов ШОС 10 июля 2015 г. в столице Республики Башкортостан (Российская Федерация) – городе Уфе приняли Уфимскую декларацию, в которой отмечается, что все они подтверждают необходимость принятия совместных мер в целях обеспечения устойчивого социально-экономического роста, интенсификации торгово-экономической и инвестиционной деятельности, развития сотрудничества в высокотехнологических отраслях экономики, модернизации различных отраслей промышленности. Государства-члены продолжат работу над созданием Фонда развития (Социального счёта) ШОС и Банка развития ШОС с целью стимулирования торговых и инвестиционных связей в регионе.

По данным Всемирного золотого совета в июле 2015 г. государственные запасы золота стран ШОС составляли (т): Китай – 1658,1; Россия – 1287,6; Индия – 557,7; Казахстан – 205,7; Таджикистан – 8,9; Киргизия – 4,0. В 2014 г. объём добычи золота странами ШОС составил (т): Китай – 465; Россия – 272; Узбекистан – 80,4; Казахстан – 47,6; Киргизия – 22; Таджикистан – 3,4; Иран – 3.

По состоянию на 09.03. 2015 г. тройская унция золота на Лондонской бирже металлов стоила 1246,40$.

Оруденение так называемого невадийского или карлин-типа, месторождения которого были открыты в процессе проведения ревизионных работ на сурьму и ртуть на территории штата Невада (США) в настоящее время рассматривается как наиболее перспективный геолого-промышленный тип.

По оценкам экспертов на долю месторождений золото-полисульфидных джаспероидных руд в терригенно-карбонатных толщах (карлин-тип) приходится около 8% мировых запасов золота. В России запасы золота на начало 2012 г. составляли: категорий А+В+С1 - 8098 т, С2 – 4407 т. При этом 69% разведанных запасов металла сосредоточено в собственно золоторудных месторождениях [3]. Обобщение результатов исследований месторождений карлин-типа различных регионов позволяет в качестве общих генетических признаков оруденения тренда

Карлин выделить следующие:

-известково-глинистый (с углеродистым веществом) состав разреза вмещающих пород;

-стратифицированный (подъэкранный) характер позиции джаспероидных рудных тел;

-прожилково-вкрапленные золотые руды с типоморфными элементами: Fe, Hg, As, Sb, Tl

-сульфидный (пиритный) состав руд с тонкодисперсным золотом в сульфидах;

-высокие концентрации примеси Hg в самородном золоте, при низких содержаниях Ag;

-низкотемпературной сурьмяно-мышьяково-ртутной ассоциацией с аргиллизитами [8].

Условия образования золото-ртутных месторождений характеризуются низкими температурами (250-50˚ С) и давлениями; снижением температуры и концентрации при повышении Eh, что обосновано изотопно-геохимическими данными и результатами термодинамического моделирования [9].

В Узбекистане согласно данным Института геологии и геофизики АН РУ ведутся исследования по оценке перспектив оруденения карлин-типа. В окварцованных карбонатных породах Мурунтауской гряды (участок Мурун) установлены содержания золота 4,8 – 8,4 г/т, что позволяет прогнозировать здесь нетрадиционный для одной из крупнейших золоторудных провинций мира карлин-тип оруденения.

В Казахстане для Суздальского месторождения (Семипалатинское Прииртышье) характерны размещение в зоне коллизии; материнская формация представленная углеродистым веществом, карбонатами, Au, As, Hg, Fe; зоны надвигов; вкрапленные руды с тонким золотом, антимонитом, блёклыми рудами, киноварью; проявлениями джаспероидизации. В окисленных рудах фазовое распределение золота следующее (%): в сростах с сульфидами и породой – 72,6; свободное – 11,6; тонкодисперсное в нерудных минералах – 8,9; в плёнках кислоторастворимых минералов – 5,3. В Восточном Казахстане известно более 100 неоценённых проявлений данного типа [11]. Руды Суздальского месторождения содержат от 0,5 до 10-15% сульфидов и 6,4 – 16,2 г/т золота; главный рудный минерал игольчато-призматический арсенопирит отличается золотоносностью (1400-5360 г/т) и нестехиометричным составом S/As =1,2 и обеднён Fe [5]. На месторождениях Суздальское и Жерек ежегодно добывается по 30 тыс. т окисленных руд, извлекается с использованием битехнологии более 4 т металла.

Китай является второй по промышленной значимости страной вмира (после США), обладающей золоторудными месторождениями карлин-типа. В регионе, известном как Золотой Треугольник (GoldenTriangle), крупнейшим месторождением карлин-типа является Цзиньфын, с запасами металла категорий measured + indicatedсоставили 73,5 т, а ресурсы категории inferred оценены в 34 т.

Ежегодная добыча золота с использованием технологии биотехнологии составляет 6 т. На расположенном в провинции Юньнань месторождении Бока-1 по ряду признаков относящееся к карлин-типу запасы золота категории measured (C1) составили 9,81 млн. т руды с содержанием золота 2,88 г/т (28 т), категории indicated (C2) – 21,36 млн. т руды с содержанием золота 3,13 г/т (67 т). Выделено 12 пластовых золотоносных зон.

Рудные тела месторождения Заршуран (Иран) локализованные в толще чёрных углистых глинистых сланцев включающей прослои доломитов и мергелей в тектонической зоне протяжённостью 6 км и мощностью 5-60 м содержат реальгар, аурипигмент, киноварь и относятся к карлин-типу. Запасы месторождения - 11 млн. т руды со средним содержанием металла 7,9 г/т (87 т) [8].

На территории Кыргызской Республики потенциал оруденения карлин-типа практически не оценён, хотя именно здесь впервые для Евразии (1982 г) он был описан на объектах Артык-Булак и Джалама (Каратюбинское рудное поле Чаткальского рудного района). Подъэкранные тела джаспероидов с рассеянной тонкой вкрапленностью золотоносного фрамбоидального As, Hg, Tl – содержащего пирита и редким свободным ртутистым золотом, характеризуются практически полным отсутствием серебра. Из разведочных скважин продолжительное время отмечался приток горючих природных углеводородных газов. Содержание золота в рудах 2 г/т, запасы не превышали первые тонны металла. Реальными перспективами на выявление промышленных объектов карлин-типа обладают рудные поля Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, к настоящему времени, не исследованные [4].

В Российской Федерации перспективы объектов карлин-типа, к сожалению, пока ещё полностью не оценены, хотя потенциальные предпосылки их обнаружения имеются.

Воронцовское месторождение в Свердловской области разрабатывается компанией Polymetal International с использованием технологии кучного выщелачивания (100 тыс. т/год) с 2000 г. Запасы месторождения 1,2 млн. унц. при среднем содержании золота 2,9 г/т; ресурсы соответственно - 1,5 млн. унций при ссодержании 1,9 г/т. В первом полугодии 2015 г. здесь произведено 70,2 млн. унций золота и 63 тыс. унций серебра [12]. Предложена трёхэтапная модель формирования месторождения как объекта оруденения карлин-типа, приуроченного к активной окраине континента [6].

В пределах Горного Алтая и Горной Шории золото-ртутное оруденение карлин-типа представлено месторождением лого Сухонького, где золотоносность ртутных руд составляет 0,2-34,5 г/т. Повышенная золотоносность (0,01-0,4 г/т) свойственна брекчированным окварцованным породам Черемшанского месторождения. На месторождении Новом джаспероидизированные известняки в зоне мощностью 2-12 м в терригенно-карбонатной толще содержат золото 0,8-2 г/т.

Золото-ртутное оруденение установлено в Сибирячихинской, Сиинской зонах, Козульском, Едиганском, Куюсском, Карасукско-Архиповском, Каракольском рудных полях [2].

На территории Хабаровского края золото-ртутное оруденение прогнозируется в пределах Горбинской металлогенической зоны в Юдомо-Майском перикратонном прогибе, Тас-Юряхском золото-серебряном районе Сокурдахского прогиба, Кет-Капском золото-скарновом районе с Улаханским месторождением [10].

В карбонатных комплексах Сетте-Дабана (Республика Саха, Якутия) нетрадиционное для региона оруденения карлин-типа, прогнозируется в пределах Широкинского рудно-россыпного узла Аллах-Юньской рудной зоны. Штоки и минерализованные зоны в окварцованных, пиритизированных, каолинитизированных терригенно-карбонатных породах палеозоя заключают прожилково-вкрапленные руды с устойчивыми высокими (0,7-7 г/т) содержаниями золота. Рудные минералы: пирит, блёклые руды, галенит и др., жильные – кварц, кальцит, доломит. Тонкодисперсное золото заключается в сульфидах, свободное золото в кварце характеризуется пробностью 740-824 и типоморфной примесью ртути [1].

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. и др. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана. Отеч. геология. – 2001. - № 5. С. 59-62.

2. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории. Автореф. диссер. канд. геол.-мин. наук. Томск, 2006. – 42 с.

3. Дудкин Н. Сырьевая база и мировой рынок золота. «Золото и технологии». Март. № 1(23). 2014 г. – С. 16-20.

4. Золото Кыргызстана. Книга 1. Геология. Условия локализации. В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.И. Борисов и др. Бишкек: «Наси», 2004. – 271 с.

5. Ковалёв К.Р., Калинин Ю.А. и др. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана. Геология и геофизика. 2011. Т. 52. – С. 225-242.

6. Мурзин В.В., Сазонов В.Н.и др. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы. Литосфера. 2010. №6. – С. 66-73.

7. Мустафин С.К. Золото-сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции: геология, вопросы генезиса, критерии оценки. Диссер. д. г.-м. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994.-363 с.

8. Мустафин С.К. Золотое оруденение карлин-типа в недрах стран ШОС. Тез.конф. «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования», посвящена 85-летию ИГЕМ РАН. М.2015

9. Наумов Е.А. Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой

области и физико-химические условия их формирования. Диссер. к.г.- м.н. Новосибирск, 2007.- 192 с.

10. Невструев В.Г., Беспалов В.Я. Перспективы обнаружения крупнообъёмных месторождений золота на территории Хабаровского края. Горн. Бюл. – 2010. Отд. вып. 4: Дальний Восток-1. –С. 507-517.

11. Рафаилович М.С., Дьячков Б.А. Геолого-структурная позиция, прогнозно-поисковая модель месторождения Суздальское (Восточный Казахстан) Известия НАН РК, Серия геологии и технических наук. 2011.№6. – С.45-61.

12. Polymetal. http://www.polymetal.ru/operations-landing/voro/overview.

ПЕРСПЕКТИВЫ РОССЫПНОЙ И РУДНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Никифорова З.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Золотоносность востока Сибирской платформы установлена ещё в начале прошлого столетия, однако до сих пор не выявлены промышленно значимые россыпные и рудные месторождения золота. В настоящее время взгляды исследователей на природу рудной и россыпной золотоносности являются остро дискуссионными. Существует ряд предположений о типах коренных источников и генезисе россыпной золотоносности. Рассмотрим только основные. Ранее исследователи предполагали, что источниками россыпной золотоносности являлись золоторудные тела Байкало-Патомского складчатого пояса. Позднее многие пришли к выводу, что россыпеобразование происходило за счет местных источников – золотоносных сульфидизированных метаморфических пород и железистых кварцитов архея, а также кварц-карбонатнх жил раннего протерозоя. Некоторые предшественники считают, что россыпная золотоносность частично сформированаза счет золоторудных проявлений, связанных с трапповыми телами и интрузиями кислого состава, а также золотоносных метасоматических образований, проявленных в терригенных толщах палеозоя, пространственно приуроченных к зонам тектонических нарушений.

Изучение минералогии россыпного золота и закономерности его распределения на востоке Сибирской платформы позволило установить два типа золота, обладающие определенными типоморфными признаками, и соответствующие двум этапам рудообразования – докембрийскому и мезозойскому. На основании анализа минералого-геохимических особенностей россыпного золота впервые на востоке Сибирской платформы выделяются различные формационные типы коренных источников золота [3]. Полученные результаты дают возможность на новом уровне знаний оценить перспективы россыпной и рудной золотоносности востока Сибирской платформы.

Перспективы россыпной золотоносности. Выделение на огромном фактическом материале двух типов россыпного золота позволило впервые обосновать, что формирование россыпной золотоносности происходило за счет поступления золота из коренных источников докембрийского, а на отдельных территориях мезозойского возраста. Действительно, формирование россыпной золотоносности связано с поступлением золота в россыпи в основном из рудных источников докембрийского возраста. Выявлен преемственный путь развития золотоносных россыпей от более древних коллекторов к более молодым четвертичным образованиям и построена модель россыпеобразования. Доказано, что коренными источниками золота служили оруденения не россыпеобразующей (золото-кварцевой) формации. Россыпепроявления сформированы за счет россыпеобразующих формационных типов коренных источников, содержащих в основном мелкое и тонкое золото, которое образует косовые концентрации металла. Поэтому на данной территории не могут формироваться крупные россыпи с пластовым металлом.

Известно, что докембрийские конгломераты, по мнению И.С. Рожкова, Б.Р. Шпунта, а позднее Э.Д. Избекова [5, 6, 1] и других, рассматривались как потенциально перспективные на золото и сопоставлялись с древними золотоносными конгломератами Витватерсранда. В связи с этим, в 70-х годах активно велись исследования на поиски и оценку золотоносных конгломератов различными геологическими организациями (ВСЕГЕИ, НИИГА, Институт геологии СО РАН и др.). Эти исследования не дали положительный результат, поскольку формирование месторождений типа Витватерсранд невозможно по причине отсутствия высокой рудной продуктивности зеленокаменных поясов, а также наличия троговых структур, куда происходил бы однонаправленный снос терригенного материала на протяжении миллиарда лет. К тому же, полученные ими результаты опробования конгломератов от архея до кайнозоя показали незначительные содержания россыпного золота до 2г/м^3.

Установлено, что обширная россыпная золотоносность в аллювиальных отложениях востока Сибирской платформы характеризуется широкими вариациями содержаний золота – от знаковых (< 25 мг/м^3) до весовых (1 г/м^3 и более). Выявленные россыпи не представляют особый промышленный интерес, поскольку они небольшие по запасам и относятся в основном к мелким (с запасами до 500 кг). Хотя на некоторых объектах обнаружены средние россыпи по запасам до 2-3 тонн. [Протопопов и др., 2002ф]. Золото этих россыпей в основном мелкое 0,1-0,25 мм и относится к трудно извлекаемому классу металла. Наиболее перспективными территориями для добычи мелкого и тонкого золота (с применением винтовых сепараторов) являются Средне-Ленский район (Мурбайи-Джербинский и Нижне-Чарский), а также участки Лено-Анабарского междуречья (бассейны рек Б. Куонамка, Уджа, Оленек и др.), где в настоящее время ведется добыча россыпных алмазов и попутно можно извлекать золото, платину и другие

полезные компоненты. К перспективной территории также можно отнести золотоносные россыпи (долина р. Вилюй с ее притоками Тонгуо, Чебыда, Кенкеме и др.), где, по данным В.А. Михайлова [2], косовые аллювиальные отложения являются месторождениями строительных материалов и комплексными россыпями. В связи с этим рентабельность добычи золота из этих отложений резко возрастает. Такие россыпи содержат не только золото в среднем 200 - 300 мг/м^3, но и платину от 10мг/м^3 до 100мг/м^3 , а иногда и более (до 300мг/м^3), ильменит 20-30кг/м^3, циркон 3кг/м^3, гранат и другие полезные компоненты, а также поделочные камни (халцедон).

Перспективы рудной золотоносности. По выявленным индикаторным признакам россыпного золота впервые на востоке Сибирской платформы прогнозируются докембрийские золоторудные месторождения больших глубин золото-кварц-малосульфидной формации, пространственно приуроченные к выходам фундамента – на северной окраине Байкало-Патомского надвигового пояса, в обрамлении Анабарского и Алданского щитов, а также вблизи выходов поднятий - Оленекского, Билиро-Уджинского, Якутского и Сунтарского сводов и других. Формирование месторождений золото-железисто-кварцитовой формации возможно на окраине северо-западного склона Алданского щита, золото-медно-порфировой на Анабарском щите, золото-платиноидной формаций в обрамлении Сунтарского свода и Анабарского щита. Близповерхностные месторождения золото-серебряной формации прогнозируются в зоне Кемпендяйской дислокации, а золото-сульфидно-кварцевой вкрапленного типа в метасоматических зонах, пространственно приуроченных к Баппагайскому глубинному разлому на юго-востоке, а на северо-востоке Сибирской платформы к Молодо-Попигайской системе разломов. Месторождения мезозойского этапа рудообразования распространены локально, и их формирование обусловлено тектоно-магматической активизацией мезозойского возраста.

В целом, на востоке Сибирской платформы впервые выделяются три перспективных участка на поиски мезозойских золоторудных месторождений.

Участок 1 (реч. Моргогор, р. Эбелях, северо-восток Сибирской платформы). Перспективной территорией на поиски рудного месторождения золота является участок реч. Моргогор, правый приток р. Эбелях, где в настоящее время осуществляется добыча алмазов (ООО Алмазы-Анабара). Исследуемая территория приурочена к Молодо-Попигайской системе разломов. Заложение рек в данном районе происходило в мезозойское время по тектоническим нарушениям. В долине реч. Моргогор (25 км) разрывные нарушения фиксируются по зонам брекчирования, ожелезнения и окварцевания, ширина которых составляет от 3 до 50 м. Изучение типоморфных признаков россыпного золота в реч. Моргогор позволило впервые выявить золото рудного облика размером 1–2 – >2 мм. Судя по особенностям распределения золота рудного облика в россыпи, присутствия его как в истоке, так и в устье,

поступление металла происходило на всем протяжении долины, что свидетельствует о наличии непосредственно в самом русле реки золоторудного источника. Золоторудный источник, видимо, пространственно связан с разрывными нарушениями мезозойского возраста и расположенв зоне метасоматитов палеозойских терригенных отложений, в которых породы брекчированы, ожелезнены и окварцованы.

Участок 2 (зоны Кемпендяйских дислокаций). О наличии золоторудных источников в зоне Кемпедяйских дислокаций свидетельствует обнаружение в аллювиальных отложениях Лено-Вилюйского междуречья (истоки рек Намана, Кемпендяй, Чебыда, Тонгуо, Ботомоу) крупного золота до 2мм, которое не переносится на большие расстояния. По индикаторным признакам это золото низкой и средней пробности (600–800‰), с широким набором элементов-примесей, неизмененным внутренним строением и характерно для оруденений золотосеребряной формации. Полученные результаты позволяют впервые выделять на исследуемой территории перспективный участок на поиски месторождений золото-серебряной формации, что подтверждается также данными предшественников (Ченцов, 1960г.; Охлопков, 1962г.; Ганин, 1965г.; Выриков и др.,1965г.; Кирина, 1966г.; Киселев, 1970г.). Ими в отложениях ранней юры и мела обнаружены кварц-кальцит-баритовые жилы с содержанием золота до 1,4 г/т, в которых выявлены рудные минералы – пирит, магнетит, галенит, сфалерит, халькопирит. Наряду с аномально высокими содержаниями золота в русловом аллювии ими установлено широкое распространение не окатанных зерен барита, гематита, а также халцедоновидного кварца, что дополнительно доказывает формирование коренных источников золото-серебряной формации. Ранее происхождение данных рудопроявлений исследователи связали с кислым вулканизмом раннеюрского и мелового возраста, что позднее подтвердилось и нашими исследованиями. Максимальные концентрации россыпного золота пространственно совпадают с полями развития вулканических образований андезит-дацитового состава, залегающих на нижнемеловых отложениях, впервые выявленных нами в зоне Кемпендяйской дислокации [7]. На основании спектрального анализа вулканитов обнаружено, что как в вулканитах, так и в низко-среднепробном золоте отчетливо прослеживается устойчивая Ag-Pb-Zn-Cu геохимическая ассоциация. Это позволило предположить парагенетическую связь эпитермального золотосеребряного оруденения с вулканизмом и обосновать впервые формирование в зоне Кемпендяйской дислокации месторождений золото-серебряной формации, парагенетически связанных с вулканической деятельностью андезит-дацитового состава [4].

Участок 3 (устье рек Бол. Патом, Каменка, Уринский антиклинорий). На юго-востоке Сибирской платформы в бассейне средней Лены в устьях рек Бол. Патом и Каменка россыпное золото представлено как пластинчатыми и комковидными формами, так и губчатыми хрупкими агрегатами до 40%,

состоящими из сростков мелких частиц золота (до 0,01 мм) с гидрооксидами железа. Размер золотин от пылевидного до >0,25 мм, пробность 600–900‰, содержание Hg от 0,12 до 6,2%. В нем установлены микровключения кварца, кальцита, пирита, арсенопирита, теллуридов, селенидов и редкоземельных фосфатов, аналогичных комплексу минералов Куранахского месторождения. Устья р. Бол. Патом и р. Каменка заложены по зоне глубинного Баппагайского разлома, неоднократно подновляемого в мезозойское время. Присутствие в аллювии хрупкого губчатого золота свидетельствует о близлежащем коренном источнике, пространственно приуроченном к глубинному Баппагайскому разлому. По совокупности выявленных индикаторных признаков в россыпном золоте впервые на данной территории прогнозируется **м**естрождение золото-сульфидно-кварцевой формации типа Куранах.

Таким образом, анализ минералого-геохимических особенностей россыпного золота и закономерности его распределения позволил впервые прогнозировать наличие на востоке Сибирской платформы месторождений докембрийского возраста, приуроченных к выступам фундамента, вероятно, являющихся аналогами крупных месторождений типа Поркьюпайн и Керкленд-Лейк. Формирование месторождений мезо-кайнозойского возраста типа Крипл-Крик (Скальный палеорифт) золото-серебряной формации возможно в пределах Кемпендяйских дислокаций, а типа Куранах золотосульфидно-кварцевой формации – в зоне сочленения Уринского антиклинория с северо-восточной частью Байкало-Патомского надвигового пояса (Вилюйском палеорифт).

Итак, на данном этапе работ, на востоке Сибирской платформы предприняты лишь первые попытки прогнозирования крупных докембрийских и мезо-кайнозойских золоторудных месторождений в результате применения разработанного нами минералогического метода. Безусловно, прогнозирование золоторудных месторождений на основе изучения типоморфизма россыпного золота требует дальнейших, более детальных исследований с привлечением комплекса геолого-структурных, геофизических и других методов.

Литература:

1. Избеков Э.Д., Разин Л.В., Старостин В.И. Минерагенические критерии и характерные особенности геологической истории образования гигантских золотых комплексных месторождений Витватерсранда на Южно-Африканской платформе, показательные для обнаружения аналогов таких месторождений в северном сегменте восточной части Сибирской платформы // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2012. Вып. 22.С. 138-147.

2. Михайлов В.А. Источники питания металлоносных отложений Вилюйской синеклизы: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / ТГУ. – Томск, 1990. – 20 с.

3. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи-коренные источники // Геология рудных месторождений. – 2013. Т. 55, № 4. – С.305-319.

4. Никифорова З.С., Ивенсен Г.В. К вопросу формирования эпитермальных месторождений золота на территории Лено-Вилюйского междуречья // Рудогенез. Матер. межд - ной конференции. Миасс.2008.С. 203–206.

5. Рожков И.С., Писемский Г.В. Проблемы золотоносности древних конгломератов // Геология рудных месторождений. 1966. – Т.8. №5. – С. 116–118.

6. Шпунт Б.Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Уч. Зап. НИИГА. Региональнаягеология. – 1970. – С. 5–15.

7. Nikiforova Z.S., Ivensen G.V., Filippov V.Ye. Manifestations of volcanic activity in the Lena – Vilyui inter fluvean dits association with gold mineralization // International Symposium Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk. 2007. С. 182–184.

ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РУДОГЕНЕЗА

Никифорова З.С., Глушкова Е.Г., Герасимов Б.Б., Каженкина А.Г.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Обобщение результатов изучения типоморфных особенностей россыпного золота востока Сибирской платформы позволило выделить для определенных формационных типов коренных источников характерные индикаторные признаки россыпного золота (табл. 1, 2).

Установлено, что коренными источниками на северной окраине Байкало-Патомского надвигового пояса, в обрамлении Анабарского и Алданского щитов, а также вблизи поднятий – Оленекского, Билиро-Уджинского, Якутского и Сунтарского сводов и других являются оруденения больших глубин малосульфидной золоторудной формации. Этот вывод обоснован на основе обнаружения характерных индикаторных признаков россыпного золота для выделенной формации. К ним относятся чешуйчатое высокопробное золото, размером 0,1 – 0,25 мм, в котором обнаружены микровключения пирита, арсенопирита и карбонатов.

Таблица 1

Индикаторные признаки россыпного золота рудных формаций докембрийского этапа рудообразования

Типы золото-рудных формаций	Характеристика россыпного золота					
	Гранулометрия (мм)	Форма	Пробность (‰)	Элементы-примеси	Микровключения	Внутренние структуры
Мало-сульфидная Au-Q	- 0,1-0,25 реже >0,25	Чешуйчатая, пластинчатая	900-999	Ag<20%, Cu–0,1%	Пирит, арсенопирит, кварц, карбонат	Перекристалл-ые, Рекристалл-ые, линии деформаций, высокопроб.оболочки до 20 мкм и более
Au-Cu-порфировая	0,1-0,25 >0,25	Чешуйчатая (80%), пластинчатая	950-999	Cu от 0,5-1% до 4%	Не обн.	Перекристалл-ые, рекристалл-ые, линии деформаций, высокопроб.оболочки до 20 мкм и более
Au-Pt	0,1-0,5	Чешуйчатая, пластинчатая	950-999	Pt–96 г/т, (в ед-х пробах 630-1130 г/т), Pd–5-570 г/т (до 7%) (в ед-х случаях >1015 г/т), Ni–5-100 г/т,Cu до 1,5% (в ед-х случаях до 27%), Hg (0,2-0,5%)	Минеральные фазы группы Pt, срастания золота (Au-95,95%, Pd-4,12%, Ag-1,36%) и платины (Pt-87,79%, Fe-10,95%)	Перекристалл-ые, рекристалл-ые, линии деформаций, высокопроб. оболочки до 20 мкм и более
Au-Fe-Q	-0,1-0,25	Чешуйчатая	950-999	Fe – 68 г/т	Гематит, магнетит, Корунд	Перекристалл-ые, рекристалл-ые, линии деформаций, высокопроб.оболочки до 20 мкм и более

Примечание: элементы примеси Ag, Cu, Hg - микрозондовый анализ (%), Fe, Pt, Pd, Ni, Bi - атомно-эмиссионный спектральный анализ (г/т).

Таблица 2

Индикаторные признаки россыпного золота рудных формаций мезозойского этапа рудообразования

Типы золото-рудных формаций	Характеристика россыпного золота					
	Грануло-метрия (мм)	Форма	Пробность (‰)	Элементы-примеси	Микровключения	Внутренние структуры
Au-Ag	-0,25 - 1-2>	Пластинчатая таблитчатая, комковидная	<500 - 870	Ag до 47,7 %, Hg до 1,46%, Pb 20-90 г/т, Zn 110-170 г/т, As 20-70 г/т (до 1000 г/т), Sb 12-60 г/т, ед. Te 40 г/т и др.	Стронциевый барит, арсенопирит, пирит, кварц, адуляр кальцит	Наличие двухфазного золота, мозговидное, пористое строение
Золото редко-метальное	-0,25; 0,25-0,5 >	Пластинчатая таблитчатая, комковидная, дендрито видная	<400 - 990	Bi 480 г/т, Fe 1000 г/т, Cu 1109 г/т	Самородный висмут, мальдонит, арсенопирит, Теллуриды серебра	Среднезернистые, неяснозональные, яснозональные
Ag-S-Q	-0,25 – 1-2>	Пластинчатая таблитчатая, комковидная	750 – 999	Hg до 5%	Пирит, арсенопирит, кальцит, теллуриды, минералы с редкоземельными Элементами	Крупнозернистые, среднезернистые, неяснозональные

Примечание: элементы примеси Ag, Cu, Hg - микрозондовый анализ (%), Pb, Zn, As, Sb, Te, Bi, Fe, Cu - атомно-эмиссионный спектральный анализ (г/т).

Выявление в бассейнах рек Бол. Куонамка и других Анабарского щита и его обрамления высокопробного чешуйчатого золота с повышенным содержанием меди до 4 % является индикаторным признаком для месторождений больших глубин золото-медно-порфирового формации, что позволило предположить о формировании таких оруденений на данной территории.

В бассейнах рек обрамления Сунтарского свода присутствие в высокопробном чешуйчатом золоте устойчивых элементов-примесей Pt, Pd, Ni (более 100 объектов), а также платиновой фазы послужило основанием впервые выделить на данной территории коренные источники золото-платиноидной формации. Оруденения такого типа, вероятно, связаны с широко проявленным базитовым магматизмом раннепротерозойского и более позднего возраста. Формирование оруденений данной формации возможно в бассейне р. Бол. Куонамка, которые вероятно локализованы в расслоенных анортозитовых плутонах Котуйкан – Монхолинской тектоно-флюидитной зоны Анабарского щита.

На северо-западной окраине Алданского щита в бассейнах рекЧара, Торго, Токко и других в высокопробном чешуйчатом золоте установлено повышенное содержание Fe до 68 г/т и микровключения ряда минералов – гематита, ильменита и корунда, которые характерны для месторождений золото-железисто-кварцитовой формации. Выявление таких индикаторных признаков в золоте дало основание прогнозировать формирование на данной территории оруденений золото-железисто-кварцитовой формации, имеющих широкое распространение в

северо-западной краевой части Алданского щита.

Наличие в россыпном золоте таких индикаторных признаков, как повышенное содержание Ag до 40%, Hg до 2,4 % и устойчивых содержаний примесей Pb, Zn, Cu, а также микровключений адуляра, барита и кальцита, характерных для оруденения золото-серебряной формации позволило впервые предположить образование таких рудпроявлений в зоне Кемпендяйских дислокаций (Вилюйский палеорифт). Образование малоглубинных оруденений данной формации предполагается в истоках рек Лено-Вилюйского междуречья (Кемпендяйские дислокации) в полях развития вулканитов андезит-дацитового состава [1]. Наличие золото-серебряного оруденения такжевозможно в бассейнах рек Лено-Анабарского междуречья, где в россыпном золоте р. Уджа установлены схожие индикаторные признаки (содержание Ag до 60%, фазы Ag в золоте до 4-5мкм, пористое внутреннее строение).

В восточном обрамлении Анабарского щита в бассейне р. Бол. Куонамка впервые предполагается формирование коренных источников золото-редкометалльной формации. Данное предположение основано на выявлении в россыпном золоте микровключений самородного висмута, мальдонита, арсенопирита и теллуридов серебра, характерных для оруденений золото-редкометальной формации. Образование таких оруденений, видимо, связано с тектономагматической активизацией мезозойского возраста, пространственно приуроченных к мобильной зоне Восточно-Анабарского разлома.

В бассейне средней Лены, в руслах рек Бол. Патом и Каменка (Уринский антиклинорий) обнаружение в россыпном золоте таких индикаторных признаков как повышенное содержание Hg до 5%, присутствие микровключений пирита, арсенопирита, кальцита, теллуридов, а также минералов с редкоземельными элементами свидетельствует о формировании на данном участке оруденения золото-сульфидно-кварцевого типа, пространственно приуроченного к зоне Баппагайского глубинного разлома. Оруденения золото-сульфидной кварцевой формации также предполагаются на северо-востоке Сибирской платформы в бассейнах рек Лено-Анабарского междуречья (р.р. Анабар, Эбелях), пространственно приуроченных к Молодо-Попигайской системе разломов. Данный тип оруденения находится в зонах метасоматитов палеозойских карбонатных толщ ипрослеживается по зонам разломов.

Кроме этого, нами впервые установлены индикаторные признаки для россыпного золота из золотоносных метаморфогенных толщ и метасоматических залежей. Золото изметаморфогенных толщ обладает структурами перекристаллизации и многочисленными линиями деформации. Для россыпного золота из метасоматических залежей характерны эмульсионно-петельчатые структуры. Выявление в самородном золоте подобных структур служит также дополнительным индикаторным признаком для определения генезиса золотоносных толщ.

Заключение. Такимо бразом**,** по индикаторным признакам россыпного золота как показателя рудогенеза, впервые на востоке Сибирской платформы прогнозируются докембрийские золоторудные месторождения больших глубин, пространственно приуроченных к древним выходам фундамента – золото-кварц-малосульфидной, золото-железисто-кварцитовой, золото-медно-порфировой и золото-платиноидной формаций. Предполагаемые близповерхностные месторождения золото-серебряной, золото-редкометальной и золото-сульфидно-кварцевой формаций распространены локально, и их формирование обусловлено тектономагматической активизацией мезозойского возраста. Разработанный минералогический метод позволяет, на основе изучения типоморфных признаков россыпного золота, обосновать комплекс морфогенетических и минералого-геохимических критериев для определения генезиса формационных типов коренных источников в платформенных областях, перекрытых мощным чехлом MZ–KZ отложений, где традиционные методы поиска месторождений золота не эффективны. Выделенные критерии определения типов коренных источников по индикаторным признакам россыпного золота являются бесспорным показателем рудогенеза и могут найти успешное применение при прогнозировании, поисках и оценке золоторудных месторождений.

Литература:

1. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г.Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи-коренные источники // Геология рудных месторождений. – 2013. Т. 55, № 4. – С.305-319.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМДИОПСИДИТОВ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА И ИХ МАГМАТОГЕННЫЙ ГЕНЕЗИС

Округин А.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Уникальное месторождение ювелирного камня – хромдиопсида изумрудно-зеленого цвета, поэтому именуемого ещё «сибирским изумрудом», приурочено к Инаглинскому массиву в северной части Алданского щита. Минералогия и геология этого месторождения наиболее полно изучены А.М. Корчагиным [1] и Г.П. Пацкевич [3], которые считают генезис хромдиопсидовых проявлений метасоматическим и пегматитовым соответственно. В виду общей сложности состава и взаимодействия слагающих пород механизм формирования Инаглинского массива вызывает у исследователей различные трактовки. Автором в этом сообщении, в свете термодиффузионно-конвективно-кумуляционной модели расслоения ультрамафической магмы на дунитовые и

клинопироксенитовые породы, изложенной в другой статье в этом сборнике, выдвигается альтернативная магматогенная гипотеза образования хромдиопсидитовых образований как анхимономинеральных пород, сформировавшихся из остаточных расплавов существенно диопсидового состава при фильтр-прессинге.

Центральная часть Инаглинского интрузива сложена дунитовым ядром диаметром около 4 км, которое окаймляется оторочкой калиевых щелочных габброидов (в основном шонкиниты, реже малиньиты и миссуриты) мощностью до 0,5 км. Между дунитовым ядром и шонкинитовой оторочкой наблюдаются узкая прерывистая кайма (до 50 м) сложенная перидотитами и пироксенитами. Между последними и дунитами, также как и шонкинитами, нет секущих контактов с зонами закалки и они переходят друг в друга через узкую полосу быстрого изменения количественного состава минералов. Эти породы – от дунитов до лейкократовых щелочных сиенитов (пуласкитов), включая перидотиты, пироксениты, шонкиниты и меланократовые щелочные сиениты, образуют единую комагматичную серию [2], но между составами дунитов и перидотитов существует большой разрыв. В связи с этим многими исследователями принимается метасоматическая аподунитовая природа образования узкой каймы перидотитов и пироксенитов в результате воздействия щелочного габброидного расплава на более ранние дуниты.

В пределах дунитового ядра и реже шонкинитовой оторочки широко развиты пегматитовые жилы диопсид-ортоклазового и разного слюда-амфибол-пироксен-полевошпатового составов, заполняющие системы радиальных и кольцевых трещин. В кольцевой зоне трещиноватых дунитов в западной и юго-западной части массива тела пегматитов сопровождаются сетью жильных и гнездовато-прожилковых тел метасоматитов сложной формы. Мощности тел колеблется от первых см до 10-20 м, достигая в раздувах 40 м, а протяженность достигает нескольких сотен метров. Сложены они крупнозернистыми полевошпат-хромдиопсид-слюдяными породами с сопутствующим апатитом [Корчагин, 1996]. Хромдиопсид в таких телах может занимать господствующее положение вплоть до образования мономинеральных хромдиопсидитовых пород.

Нашими исследованиями показана четкая зависимость составов оливина, пироксена, флогопита и хромшпинелидов от содержания MgO в породах Инаглинского массива (рис. 1). Состав оливина в дунитах изменяется от Fo_{95} до Fo_{86} и хорошо коррелируется с магнезиальностью породы. Далее в перидотитах, пироксенитах и шонкинитах оливин изменяется от Fo_{82} до Fo_{70} и в целом тренд изменения составов оливина от дунитов к шонкинитам ложится практически на одну прямую. Наблюдается также равномерное понижение содержания NiO (от 0,3 до 0,1% масс.%) и, наоборот, повышение количества MnO (от 0,1 до 0,6%) в оливинах от дунитов до шонкинитов. Установлено, что оливины в дунитах содержат больше CaO (до 1, в среднем 0,3%), в то время как перидотитах,

пироксенитах и шонкинитах содержание CaO не превышает 0,15%. Состав акцессорных хромшпинелидов в дунитах изменяется от хромитов до феррихромитов, в которых содержание Cr_2O_3 уменьшается от 58 до 35%, что заметно коррелируется с магнезиальностью дунитов. В перидотитах, пироксенитах и шонкинитах отсутствуют ранние субликвидусные хромшпинелиды, а появляются позднемагматические интерстиционные ксеноморфные выделения хромистого (до 2,5% Cr_2O_3) магнетита и титаномагнетита (до 8,5% TiO_2). Флогопит в дунитах отличается наибольшей магнезиальностью (26,7% MgO) и низкой глиноземистостью (7,8% Al_2O_3) , в то время как флогопиты в перидотит – шонкинитовом ряду характеризуются постепенным повышением железистости минерала, приближающего его к анниту с примесью TiO_2 от 1,6 до 6,6%.

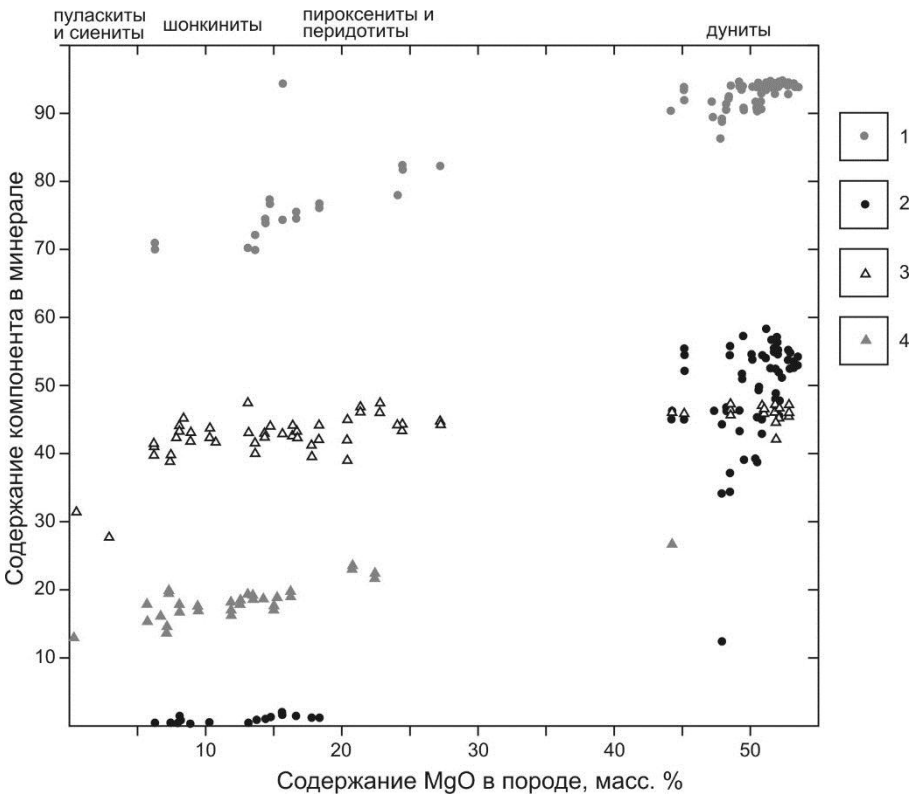


Рис. 1. Зависимость состава минералов от содержания MgO в породе.

Содержания компонентов: 1 – Fo (мол.%) в оливине; 2 - Cr_2O_3 (вес. %) в шпинелидах; 3 – En (мол.%) в клинопироксене; 4 – MgO (вес. %) в флогопите–аннite.

Клинопироксены в дунитах отличаются более высокой магнезиальностью ($En_{42-47}Fs_{4-6}Wo_{43-49}$) и хромистостью ($Cr_2O_3$ до 2,6 %, в среднем 0,8%) чем в перидотитах, пироксенитах и шонкинитах – ($En_{39-47}Fs_{5-13}Wo_{43-49}$) и ($Cr_2O_3$ не более

0,6%). В пуласкитах пироксен представлен эгирин-авгитом (27% эгиринового компонента), другие примеси незначительны. Состав пироксена ($En_{46-49}Fs_{2-6}Wo_{45-49}$) из хромдиопсидитовых жил близок таковому из дунитов, но характеризуется более умеренной хромистостью (Cr_2O_3 не более 0,5, в среднем 0,36%). Близость диопсидов из хромдиопсидитов и дунитов также проявляется в низком содержании в них TiO_2 – 0,2, Al_2O_3 – 0,2-0,8, MnO – 0,01-0,02 и Na_2O – 0,5-0,8%, в то время как в пироксенитах, перидотитах и шонкинитах их количество составляет 0,3-0,5; 1,3-1,7; 0,1-0,2 и 0,8-0,9 % соответственно.

По распределению микрокомпонентов (рис. 2) шонкиниты и перидотиты характеризуются параллельными спектрами с ярко выраженными минимумами Cs, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и максимумами Ba и K. Весьма интересно, что микроэлементы в хромдиопсидитах распределены подобно перидотитам и пироксенитам, но только на более низком уровне концентраций. В дунитах содержание микроэлементов ниже практически на два порядка, причем можно заметить повышение в них содержаний Cs, Ta, Ti и тяжелых лантаноидов симметрично их понижению во всех остальных породах.

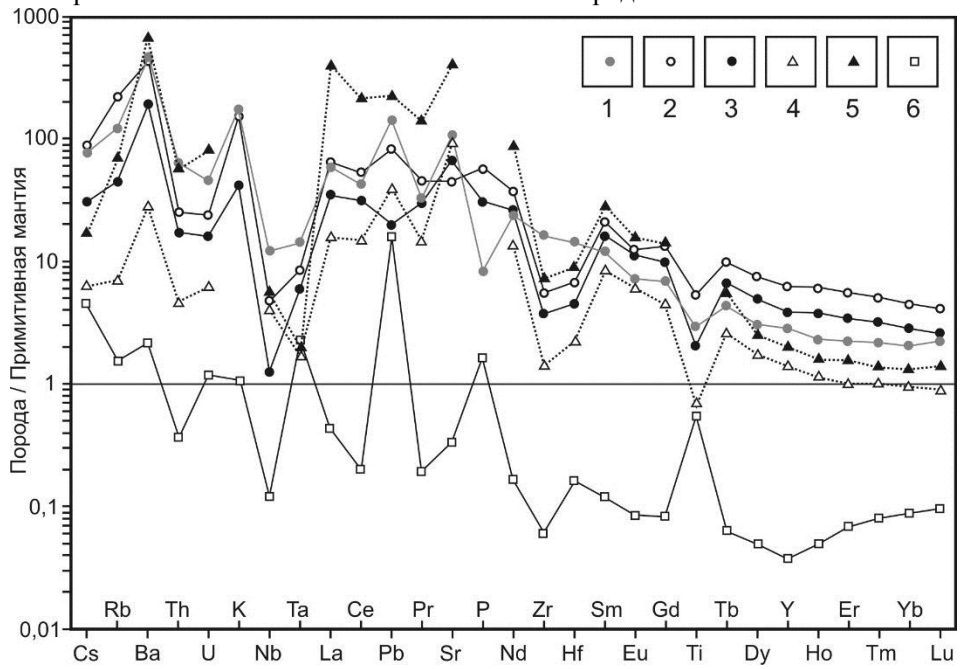


Рис. 2. Распределение микроэлементов в породах Инаглинского массива
1 – пуласкиты; 2 – шонкиниты; 3 – перидотиты и пироксениты; 4 – хромдиопсидиты; 5 – экерманит-эгирин-ортоклазовые пегматиты; 6 – дуниты.

Вышерассмотренные минералого-геохимические особенности, наряду с простыми жилообразными секущими формами хромдиопсидитовых тел, позволяют считать, что инаглинский хромдиопсид является продуктом

кристаллизации из магматического расплава существенно диопсидового состава. Как было показано (см. Округин А.В. в этом сборнике) при термодиффузионно-конвективно-кумуляционном фракционировании ультрамафической исходной магмы, в результате гравитационного отделения практически всей массы оливина, остаточный расплав сильно обогащается диопсидовой составляющей с легкоплавкими компонентами. Локальные остатки таких расплавов часто встречаются в поле развития дунитов Инаглинского массива в виде небольших существенно хромдиопсидовых желваков, часто сопровождаемых слюдисто-амфибол-пироксен-полевошпатовыми прожилками, что принимается многими исследователями за метасоматические образования. Но редко среди свежих дунитов попадаются изолированные, без подводящих прожилков, желваки анхимономинеральных хромдиопсидитов, что трудно объяснить с метасоматической точки зрения. Автор считает их локально законсервированными остаточными расплавами в дунитах. В редких благоприятных условиях в нижних горизонтах дунитов могут сохраняться большие объемы такой вторичной магмы, контракционное выдавливание которой приведет к формированию хромдиопсидитовых жил. Высокая температура, стабильность состава и условий кристаллизации благоприятствовали росту минерала ювелирного качества. Обогащенность расплава летучими компонентами вызывает интенсивные авто- и околожильные метасоматические изменения, сопровождаемое пегматоидным прожилкованием.

Подобная модель кристаллизационно-фракционной дифференциации магмы в приповерхностных цилиндрических камерах может быть приемлема для объяснения механизма формирования многочисленных зонально-кольцевых интрузивов щелочно-ультраосновных пород с дунитовым, пироксенитовым, сиенит-гранитным или карбонатитовым ядром, несущих платиновую, редкометалльную или другие экзотические (хромдиопсидитовые, чароититовые и др.) минерализации на Алданском щите.

Автор благодарит А.С. Борисенко и А.В. Травина (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за содействие в выполнении микроэлементного анализа пород ICP-MS методом. Исследования проведены в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (проекты VIII.72.1-2).

Литература:

1. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 157 с.

2. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63-75.

3. Пацкевич Г.П. Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсида // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука. 1980. С. 146–157.

ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ ГРАФИТИСТОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ АМУРО-ОХОТСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Парада С.Г.

Институт аридных зон Южного научного центра РАН, г. Ростов-на-Дону

Характерной формационной чертой рудовмещающих метаморфических толщ Амуро-Охотской провинции является повсеместное наличие в них рассеянного органического вещества (РОВ). Оно фиксируется макроскопически при визуальных наблюдениях в поле и при изучении шлифов. Средние содержания $C_{орг.}$ в породах по данным химического анализа колеблются от 0,17 до 0,96%.

Метаморфические преобразования пород проявляются не только в прогрессивной смене минеральных парагенезисов и в последовательной замене первично осадочных структур и текстур метаморфическими, но и в изменении морфологии и размеров выделений РОВ. В соответствии с этим выделяются четыре зоны эпигенетических преобразований пород [1, 2].

В первой (сверху) зоне сохраняются первично осадочные текстуры и структуры алевропелитовых и псаммитовых пород. В песчаниках этой зоны сохраняется первичная обломочная структура. Алевропелитовые породы раскристаллизованы в тонкозернистый агрегат кварца, альбита, гидромусковита. Типоморфным минералом является гидромусковит (иллит) диагностируемый по низкому двупреломлению (0,017). РОВ представлено точечным (тонкодисперсным) морфогенетическим типом. Оно относительно равномерно распределено в основной ткани алевропелитов и в цементе песчаников. Размеры точечных выделений не превышают 0,01 мм. Таким образом, первой зоне свойственна неоднородность постседиментационных преобразований, зависящих от гранулометрического состава осадков. Песчаники подвержены более интенсивным изменениям по сравнению с переслаивающимися с ними алевропелитами. Эти особенности обусловлены лучшей проницаемостью песчаников, способствующей более интенсивному аутигенезу при более низких термодинамических параметрах [5]. В соответствии с этим преобразования пород отвечают условиям позднего катагенеза.

Вторая зона выделяется по появлению вторичной метаморфической сланцеватости. В ней иллит сменяется серицитом и мусковитом (двупреломление - 0,026-0,028), повсеместно в небольших количествах появляется стильпномелан, в единичных случаях отмечается гранат. Кварц, альбит и хлорит сохраняются, однако на порядок увеличиваются размеры их выделений (0,2-0,5 мм). РОВ в этой зоне представлено межзерновым (межкристаллическим) морфогенетическим типом. Размеры его отдельных выделений достигают 0,2 мм.

Породы третьей зоны обладают сегрегационной контрастной полосчатостью, в

результате которой они приобретают гнейсовидную текстуру. В меланократовых полосах концентрируются слюды, хлорит, стильпномелан и гранат. Лейкократовые полосы представлены кварцем и альбитом. РОВ представлено межкристаллическим типом и сконцентрировано в меланократовых полосах. Размеры его выделений достигают 0,5 мм.

Для четвертой зоны характерно широкое развитие порфиробласт альбита, придающих сланцам очковую текстуру. Типичной для пород этой зоны является ассоциация граната, биотита, хлорита, мусковита, альбита и кварца, стильпномелан в этой зоне исчезает. РОВ представлено двумя морфогенетическими типами – тонкодисперсной, рассеянной в порфиробластах альбита, за счет чего он приобретает черную окраску, и межкристаллической. Размеры последних достигают 0,8 – 1,0 мм.

Температурные условия метаморфизма установлены нами ранее в [1]. Нижняя температурная граница (около 200^{o}C) определяется появлением альбита и устойчивостью иллита. Верхняя температурная граница определяется устойчивостью мусковита, которая по экспериментальным данным в присутствии кварца и альбита распространяется до 520^{o}C. Граница перехода метаморфизма третей зоны в четвертую определяется температурой разложения стильпномелана в присутствии мусковита, которая по экспериментальным данным при давлении 4 кбар составляет 445^{o}C. Это значит, что метаморфизм изучаемого углеродисто-терригенного комплекса не выходит за рамки зеленосланцевой фации. Таким образом, преобразования пород зоны I соответствуют позднему катагенезу – метагенезу. Породы II, III и IV зон подвержены прогрессивному зеленосланцевому метаморфизму с образованием характерных метаморфических парагенезисов и индикаторных минералов: в зоне II – стильпномелана, в зоне III – стильпномелана и биотита, в зоне IV – биотита и граната.

Содержания $C_{орг.}$ испытывают зависимость от степени метаморфизма пород. Это выражается в уменьшении средних содержаний органического углерода с увеличением интенсивности метаморфических преобразований. Подобная закономерность является характерной особенностью метаморфизма углеродсодержащих отложений [3].

Согласно исследованиям [6], при метаморфизме происходит прогрессивное увеличение степени кристалличности углеродистого вещества. При этом, степень его графитизации зависит главным образом от температуры метаморфизма, а давление и исходное вещество играют второстепенную роль. Это и другие исследования послужили основой для разработки графитового геотермометра [4], в котором используется зависимость параметра ***c*** кристаллической решетки графита от температуры метаморфизма.

Нами определялся параметр ***c*** элементарной решетки углеродистого вещества из всех зон метаморфизма, выделенного из пород.по методике, опубликованной в [3]. Рентгеновские анализы выполнены на УРС-2. Условия съемки: излучение Fe,

напряжение 40 кВ, ток 12 мА. Всего было изучено 6 проб из зоны I, 8 – из зоны II, 18 – из зоны III и 27 проб из зоны IV. Полученные результаты показаны на рисунках 1 и 2.

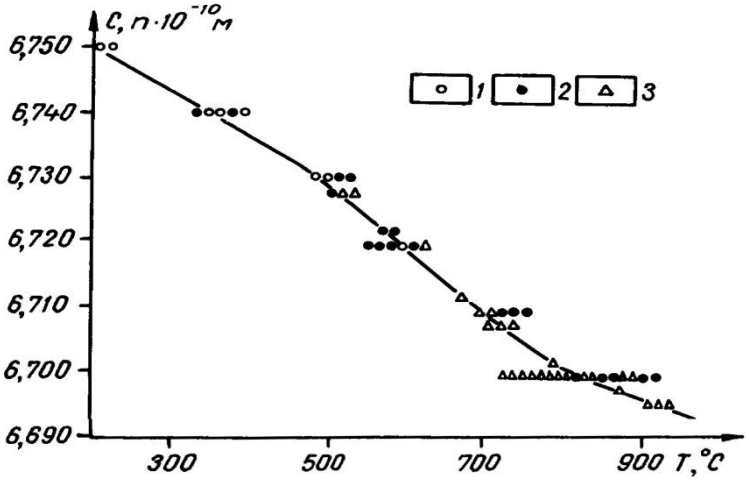


Рис. 1. Результаты определения параметра ***c***кристаллической решетки РОВ из палеозойских толщ Амуро-Охотской провинции по зонам метаморфизма: 1 – зона II, 2 – зона III, 3 – зона IV

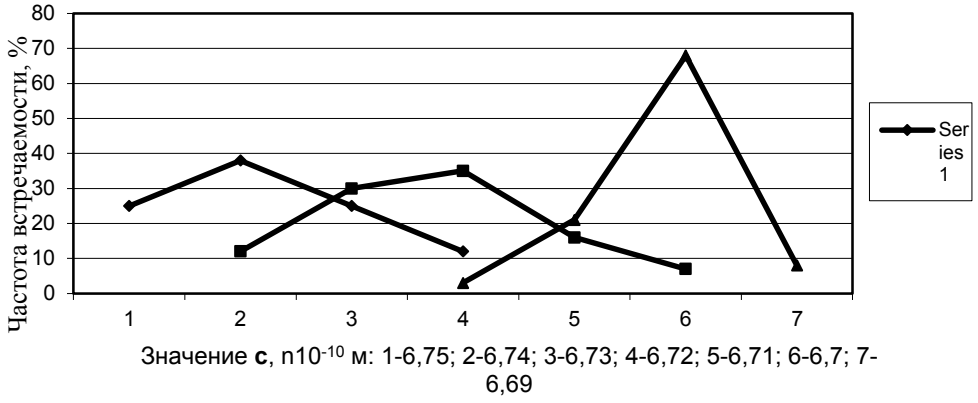


Рис. 2. Распределение параметра ***c*** кристаллической решетки графитизированного органического вещества из палеозойских толщ Амуро-Охотской провинции по зонам метаморфизма: ряд 1 – зона II, ряд 2 – зона III, ряд 3 – зона IV.

Оказалось, что преобразования углеродистого вещества из зоны I не достигает графитизации и параметры ячейки по рентгенограммам для него не получены. Это подтверждает минералогические данные о преобразованиях пород в условиях катагенеза, не достигающих зеленосланцевой фации метаморфизма. Углеродистое

вещество из остальных зон представлено графитом.

Погрешность определений параметра ***c*** составила $\pm 8 \cdot 10^{-13}$ м. Поэтому области значений параметра ***c***из разных зон метаморфизма перекрываются. Нормальное распределение значений этого параметра во всех зонах метаморфизма позволяет использовать его модальные значения для диагностики степени преобразования. Они статистически значимо различаются во всех зонах метаморфизма. По модальным значениям параметра ***c***можно уверенно судить о закономерном уменьшении межплоскостного расстояния кристаллической решетки графита с усилением степени его метаморфизма.

Полученные с использованием параметра ***c*** значения температур метаморфизма по графитовому геотермометру более-менее согласуются с приводимыми выше данными минералогических геотермометров для зон II и III, и явно не совпадают для зоны IV. В породах из этой зоны значения температур по графитовому термометру на 300-400^{o}C выше, чем по минералогическим данным.

Для объяснения возможных причин такого несоответствия рассмотрим результаты изучения гранатов. По сравнению с гранатами из сланцев третьей зоны, гранаты четвертой зоны содержат больше альмандинового компонента и значительно меньше спессартинового, свидетельствует о более высоком значении общего давления ($P_{общ}$) при формировании метаморфических пород четвертой зоны [1]. Судя по устойчивости мусковита в ассоциации с кварцем и альмандином, оно превышало 4-5 кбар. Давление при метаморфизме пород I, II и III зон определялось, в основном, литостатической нагрузкой и составляло от 0,8 – до 1,2 кбар, соответственно. Таким образом, параметр ***c*** кристаллической решетки графита зависит, скорее всего, не только от температуры метаморфизма, но и определяется также избытком флюидного давления в условиях геологического экранирования и термостатирования, если его значение превышает определенный предел.

Литература:

1. Кулиш Е.А., Парада С.Г. Поведение золота и других рудообразующих элементов в условиях метаморфизма пород черносланцевых комплексов // Минералогический журнал. 2009. №2. Т.31. С.92-1012.

2. Парада С.Г., Рожков С.С. Метаморфогенная зональность золото-кварцевого оруденения малосульфидной формации // Минералогический журнал. 2003. Т. 25, № 4. С. 119-124.

3. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 344 с.

4. Шенгелия Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Графитовый термометр // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 6. С. 1407 – 1409.

5. Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

6. Landis C.A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphis rocks // Contribs Mineral. andPetrol. 1971. vol.30, №3.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО–АЛДАНСКОГО ПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

Пилипенко Г.Н., Верчеба А.А.
Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, г. Москва

Начальные этапы промышленного развития Центрально-Алданского рудного района связаны с открытием в нём и быстрым освоением крупных и богатых золотоносных россыпей (с 1920-х годов). Затем последовало освоение многочисленных коренных месторождений золота Лебединского рудного поля (с 1933 г.), месторождений слюды-флогопита, разведка и освоение крупнейших в стране Куранахских месторождений и строительство одноименного комбината, успешно продолжающего работать и ныне.

Следующий важный период развития Центрально-Алданского района связан с открытием в 1961 г. в его центральной высокогорной практически не населенной части (на Эльконском горстовом поднятии, имеющем размеры 30х40 км^2) большой группы протяженных ураново-рудных тектонических зон, на которых были организованы геологоразведочные работы, проводимые силами Приленской экспедиции. Мы с 1962 г непрерывно участвовали в этих работах, и в 1964 г. группой МГРИ было выявлено присутствие в этих ураново-рудных зонах попутного золота. Основной объем этих работ был проведен в период 1961-1985 гг., а в 1981 г. был подготовлен отчет с подсчетом запасов урана и золота, утвержденный в ГКЗ СССР.

При проведении геологоразведочных работ на Эльконском горсте было пройдено более 20 штолен, протяженность некоторых из которых превышала 1,5 км, четыре шахтных ствола глубиной до 800м и более 60 погонных км., связанных с ними горизонтальных подземных выработок. Было пробурено более 1 млн. пог.м. колонковых скважин глубиной до 2 км, пройдено 1,3 млн.м^3 канав. Более 80 скважин дополнительно пробурено в 2009-2011 гг., из которых 46 нами были изучены.

В результате этих работ было разведано около 15 золотоурановых и молибденовое месторождений и оценены более 100 выявленных рудоносных зон.

Пять наиболее разведанных месторождений являются соседними участками непрерывной крупнейшей 20-километровой рудной зоны района – Южной, подсчитанные запасы урана в которой составляют более 70 % всех разведанных запасов урана горста и более 35% всех запасов урана России, а также содержат более 200 т золота. Шестое предварительно разведанное месторождением залегает во второй по значению рудной зоне – Северная, располагающейся субпараллельно в 2 км к северу от Южной. Её запасы оцениваются в 50 тыс. т. урана.

Эти шесть из разведанных основных месторождений сейчас готовятся к

отработке Эльконским горно-металлургическим комбинатом (Госкорпорация ,,Росатом"). Седьмое месторождение начало успешно отрабатываться в верхней окисленной части ЗАО «Лунное» холдинга «Селигдар» методом кучного выщелачивания.

При составлении отчета по подсчету запасов урана и золота в зоне Южная, был предложен оптимальный, по нашему мнению, вариант разведочных кондиций, и на их основе проведена геометризация оруденения и выполнен подсчет запасов урана и золота.

Эта огромная работа была осуществлена геологами экспедиции с участием ведущих специалистов МГРИ М.В. Шумилина, В.А. Викентьева и общим научным руководством проф. А.Б. Каждана.

В настоящее время в программе «Micromine» создана блочная модель месторождений зоны Южная с частичной переоценкой разведочных данных по месторождениям, что привело к геолого-экономической переоценке месторождений и отнесению их к категории нерентабельных для разработки. Это представляется нам недостаточно обоснованным, что базируется на нашем опыте многолетних исследований района. Ниже приведены разработанные нами инновационные предложения, которые могут обеспечить перевод золотоурановых месторождений Эльконского горста в разряд рентабельных для освоения.

При этом, следует иметь ввиду, что освоение этих месторождений и строительство высокотехнологического горно-металлургического комбината будет иметь большое значение не только для региона, но и для России в целом.

Зоны Южная и Северная, а также основная часть других рудоносных зон горста сложены мощными (2-15 м) непрерывными телами золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, названных нами эльконитами. Относить их к шеелитоносной метасоматической формации гумбеитов признано многими специалистами неверным. Черный цвет и золотоносность эльконитов связаны с постоянным присутствием в их составе 5-10% скрытокристаллического черного тонковкрапленного пирита-мельниковита, содержащего 40-90 г/т субмикроскопического золота. В боковых частях зоны элькониты присутствуют в виде отдельных сближенных швов, которые к ядру зон сливаются в единую зону сплошных эльконитов, содержащих 1,0-1,5 г/т золота. Как правило, внутри зон сплошных и реже шовных эльконитов присутствуют серии сближенных узких кулисообразных субпараллельных богатых ураном микробрекчиевых швов с первичным и эндогенно разложенным браннеритом.

По разработанным в 1980 г. разведочным кондициям в зоне Южная, разведанной на глубину 1300-1500 м на простирании 20 км выделено девять кулисообразных субпараллельных рудных тел (залежей), имеющих мощность от 5 до 16,5 м., вмещающих до 14 узких сближенных урановых браннеритовых швов.

Нами предлагается в качестве первоочередного объекта для начала

эффективных горно-добычных работ месторождение Элькон и участок северо-западного фланга зоны Южная по следующим причинам:

- оруденение здесь располагается сравнительно неглубоко, в связи с чем только на этом участке присутствует протяженная (более 1 км) разведочная штольня №7, которая в основной своей части вскрывает руду (восстановив эту штольню можно быстро начать добычу руды для технологических испытаний;

- руды этого участка характеризуются повышенными содержаниями урана;

- здесь представляется оптимальным расположить устье наклонного ствола шахты, предназначенного для двусторонней самосвальной транспортировки руды и горной массы.

Одной из главных особенностей оруденения зоны Южнаяявляется преимущественно глубокое залегание руд, поэтому система вскрытия и разработки имеет большое и в том числе экономическое значение.

Дальнейшее продолжение и углубление ствола наклонной шахты на юго-восток позволит с ее помощью перейти к отработке других месторождений зоны Южная, в том числе их глубокозалегающих крупнейших рудных залежей.

Ранее считалось, что урановая минерализация в основном представлена упорным для технологического разложения черным первичным титанатом урана - браннеритом. Этот первичный браннерит практически не разлагается содовыми растворами, а при сернокислотном его растворении расход кислоты достигает 30% и более от массы руды. Однако в результате многолетних наблюдений и выполненных авторами дополнительных исследований по изучению более 7 тысяч метров рудных интервалов керна 56 скважин, пробуренных в 2008-2011 гг., установлено, что лишь 5-15% ураново-рудных швов в Южной зоне сложены первичным черным браннеритом. Основная же часть ураново-рудных швов сложена зеленовато-желтыми так называемыми «палевыми микробрекчиями», цемент которых состоит из продуктов эндогенного разложения браннерита - оксидов урана и титана, подчиненных количеств коффинита и урановых слюдок, а также карбонатов, которые способствуют дополнительному расходу кислоты.

Весомым косвенным подтверждением среднего соотношения в рудах урана, находящегося в составе более легко выщелачиваемой палевой микробрекчиевой минерализации, являются данные о динамике извлечения урана, выявляемые многочисленными испытаниями крупных представительных технологических проб, ранее проведенными в ФГУП "ВИМС" и ОАО "ВНИИХТ". По результатам этих испытаний около 80-85% урана извлекается из руды в раствор достаточно легко при невысоком расходе кислоты, а основной расход кислоты требуется для доведения извлечения урана в раствор до 93-95%, т.е. разложения реликтового первичного браннерита.

На основании этих данных предлагается более эффективный вариант возможной комплексной переработки руд эльконского типа, при котором следует в начале процесса переработки проводить раздельную или коллективную

комплексную золото-пирит-браннеритовую флотацию товарной руды (соответствующих радиометрических концентратов) с выделением во флотоконцентраты золото-серебросодержащих сульфидов и реликтового упорного первичного браннерита.

Важная особенность руд, которой ранее не уделялось должного внимания, установлена в результате экологического обследования влияния на окружающую среду крупных старых рудных отвалов. Экологическое обследование прилежащих к этим рудным отвалам территорий не показали сколь либо значительного загрязнения среды, в том числе водотоков, непосредственно связанных с отвалами. Несмотря на более, чем 40-летнее пребывание на поверхности, руда этих отвалов в основном осталась устойчивой к гипергенным процессам выветривания, благодаря тому, что она, в основном, сложена плотными тонкозернистыми существенно калишпатовыми метасоматитами.

Нами рассмотрена возможность эффективной сплошной (а не селективной, как предполагается некоторыми специалистами) отработки запасов крупных рудных залежей с последующим радиометрическим обогащением руды с получением концентратов сортов руд с разными содержаниями урана. При этом обеспечивается возможность складирования и длительного раздельного хранения руд разных сортов на поверхности с поэтапным введением их в переработку.

Первоначальная переработка более богатой руды позволит обеспечить быструю окупаемость инвестиций на первом этапе освоения месторождения, что существенно повлияет на эффективность разработки месторождений Эльконского горста.

Добытая и отсортированная при вагонеточной первичной радиометрической сепарации некондиционная по урану горная масса может в перспективе представлять промышленный интерес благодаря достаточно значительному содержанию в ней золота.

Вышеперечисленные предложения могут существенно повысить эффективность разработки месторождений и комплексной переработки руд, значительно снизить себестоимость получаемой продукции и перевести запасы этих руд в категорию рентабельных для освоения.

Литература:

1. Пилипенко Г.Н., Верчеба А.А. Актуальные направления дальнейшего изучения оруденения Эльконского рудного узла (Центр. Алданский рудный район). Сб.: Матер. по геол. мест.урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 158. М. 2012. С. 38-59.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Полуфунтикова Л.И.[1,2], Фридовский В.Ю.[2,1]
[1]Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Зоны сульфидизации довольно широко распространены на северо-востоке России, главным образом, среди терригенных верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений. В последнее время установлено, что все крупные золоторудные месторождения региона расположены среди зон региональной сульфидизации [2] и следовательно их наличие является важным условием формирования таких месторождений. Кроме того, золото связанное с диагенетическим пиритом при катагенезе и метаморфизме участвует в формировании месторождений, так же как и другие рудные элементы-примеси. Как правило, наиболее обстоятельно зоны изучаются в районах с известными месторождениями золота, где широко проявлены полигенные рудообразующие процессы и по этой причине исследование сульфидизации связанной с осадконакоплением затруднено.

Нами сульфидная минерализация изучена в северной части Южного Верхоянья в разрезах значительно удаленных от известных месторождений и сложенных преимущественно алевролитами с прослоями и линзами известковистых песчаников экачанской свиты верхнего карбона. В верхнем карбоне осадконакопление происходило в различных фациальных обстановках: от прибрежно-дельтовых до обстановок глубоководных конусов выноса. Периодические изменения уровня моря, большие скорости захоронения осадка, насыщенность его $C_{орг}$ отразились на изменении окислительно-восстановительных условий придонных вод, существовавших в период формирования осадочных толщ. Для пород экачанской свиты среднее значение V/(V+Ni) составляет 0,75±0,05, при min=0,67 и max=0,81, что характерно для осадков, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках [7]. Значения коэффициента Ni/Co изменяются в пределах 2,2 – 4,1, а V/Cr - от 0,5-0,8, что соответствует оксидной зоне придонных вод с пониженным содержанием кислорода [8]. Соотношение Mo/Mn (до 0,003) соответствует переходным (дисоксическими) условиями [6]. Вариации значений коэффициентов свидетельствуют о нестабильных условиях формирования отложений с ярко выраженными окислительно-востановительными обстановки придонных вод, что являлось благоприятным для формирования аутигенной минерализации и насыщениятерригенных отложений рудными компонентами. Большинство рудных элементов в алевролитах содержатся в надкларковых или близких к кларковым [3] количествах. Постоянно отмечается повышенное содержание мышьяка, свинца,

хрома, сурьмы, цинка [4].

Сульфидная минерализация в породах представлена повсеместным развитием пирита, различных морфологических типов. Сфероидальные пиритовые стяжения, диаметром от 1,0 до 5,0 см (рис. 1, А) имеют зональное строение: внешняя часть сложена пиритовым агрегатом, а центр одиночными кристаллами или сростками меньшего размера. По периферии сфероидов наблюдаются кварцевые оторочки гребенчатой структуры. Характерно зональное строение пиритовых прожилков и, которое фиксируется по чередованию зон пирита с разным агрегатным состоянием: скрытокристаллический пирит сменяется зоной сложенной тонкозернистым агрегатом, далее зоной представленной агрегатами кристаллического пирита (рис.1, Б). Кварц-пиритовые прожилки мощностью от 0,5 до 3,0 см (рис. 1, В) развиваются отдельно или пересекают пиритовые стяжения и линзы. Пирит в них представлен кубическим кристаллами, часто со следами катаклаза и коррозии. Одиночные кубические кристаллы размером от 1,0 до 3,0 мм и их агрегаты, состоящие из 2-3 зерен (рис. 1, Г) часто катаклазированы, имеют кварц-карбонатную оторочку, замещены гипергенными минералами (гётитом), иногда до скелетных форм. Микроскопические выделения пирита размером от 5 до 50 мк (рис.1, Д, Е) представлены одиночными сфероидами, которые являются, возможно, продуктами изменения кубических кристаллов и фрамбоидами, представляющими собой сростки с упорядоченной структурой.

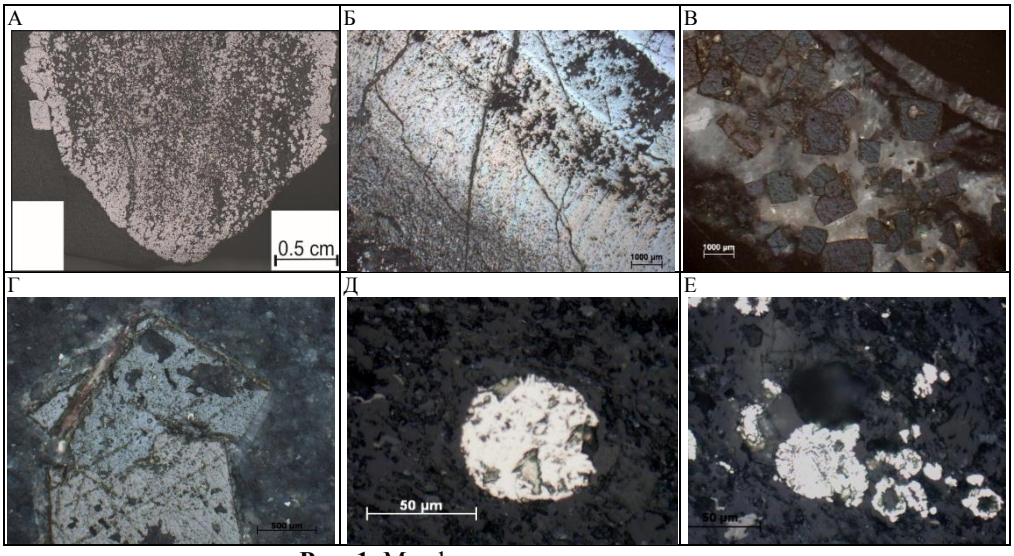
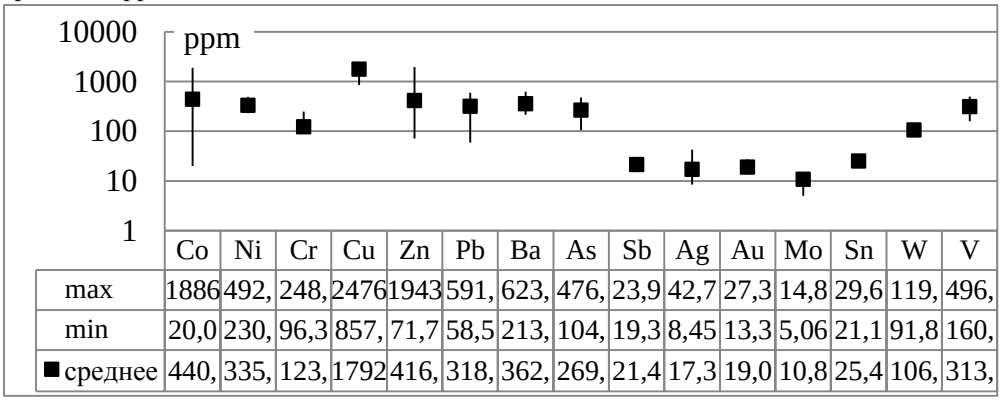


Рис. 1. Морфологические типы пирита

А – пиритовые сфероиды зонального строения; Б – пиритовые прожилки зонального строения; В – кварц-пиритовые прожилки; Г–вкрапленность кубического пирита; Д – микросфероиды; Е –фрамбоиды. А-Г николи скрещены; Д–Е николи ||.

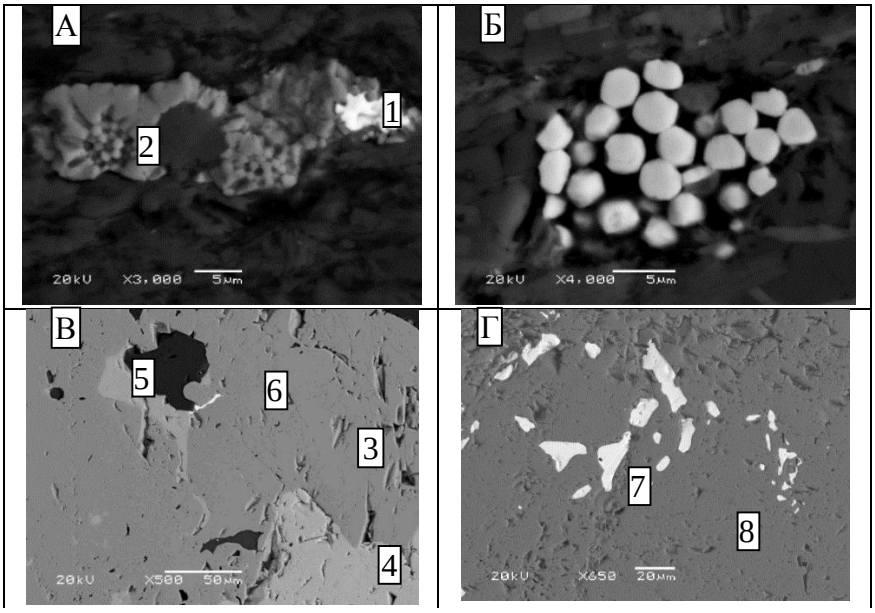
Внешняя часть фрамбоидов сложена радиально-лучистым агрегатом, а центральная –скоплением октаэдрических микрокристаллов пирита (рис. 3, Б) или более поздними минералами (карбонатами и галенитом) (рис. 3, А). Распределение характерных «рудогенных» микроэлементов в пирите показано на диаграмме (рис. 2) и демонстрирует ряд особенностей. Высокие содержания Cu (до 2475 ppm), Zn (до 1943 ppm), As (до 476 ppm) связаны, скорее всего, с гидротермальной переработкой вмещающих толщ. Низкие содержания Sb (до 23,9 ppm), Mo (до 14,8 ppm), W (до 119 ppm) характерны для диагенетического пирита метаморфогенно-осадочных комплексов [1]. Характерны значительные вариации содержания Co, которые определяют значения кобальт-никелевого генетического индекса. Для части проанализированных пиритов соотношение Co/Ni<0.1, что соответствует диагенетическому пириту; для ряда образцов значения колеблется в пределах от 0.1 до 1.5, что характерно для гидротермального пирита; в двух образцах Co/Ni> 1.5, что свойственно пиритам золоторудных месторождений [1]. Au и Ag присутствуют практически во всех проанализированных пиритах, но при этом прямой корреляции с кобальт-никелевых индексом не наблюдается.



	Co	Ni	Cr	Cu	Zn	Pb	Ba	As	Sb	Ag	Au	Mo	Sn	W	V
max	1886	492,	248,	2476	1943	591,	623,	476,	23,9	42,7	27,3	14,8	29,6	119,	496,
min	20,0	230,	96,3	857,	71,7	58,5	213,	104,	19,3	8,45	13,3	5,06	21,1	91,8	160,
среднее	440,	335,	123,	1792	416,	318,	362,	269,	21,4	17,3	19,0	10,8	25,4	106,	313,

Рис. 2. Распределение «рудогенных» микроэлементов в пирите

Повышенные значения ряда элементов (Cu, Zn, Pb) связаны с присутствием в кристаллах пирита включений соответствующих сульфидов – халькопирита, сфалерита и галенита. Наиболее часто встречающимся минералом включений является халькопирит, который в большом количестве наблюдается в кубических кристаллах пирита. Агрегаты сфалерита наиболее крупные, часто приурочены к трещинам в кристаллах пирита, характеризуются серыми внутренними рефлексами, а в составе сфалерита отмечается примесь железа в пределах 1.5-4.5%. По всей видимости, наиболее поздним из наблюдаемых минералом является галенит. Он наблюдается в виде микровключений в пирите (рис.3, В, Г) и халькопирите, а также формируют центральную часть фрамбоидного пирита (рис.3, А).



№ ан., %	1	2	3	4	5	6	7	8
S	12,9	53,42	53,29	34,77	33,27	15,1	11,83	54,17
K								
Fe	2,48	46,56	46,88	1,58	30,65	4,98	1,37	45,49
Pb	85,37					80,56	88,15	
Cu					33,28			
Zn				62,14				
Total	100,75	99,97	100,16	98,5	97,19	100,63	101,36	99,66
Минерал	галенит	пирит	пирит	сфалерит	халько-пирит	галенит	галенит	пирит

Рис. 3. Химический состав и формы микровключений сульфидов в пиритах.

А – агрегаты фрамбоидных пиритов в алевролитах экачанской свиты верхнего карбона с включениями галенита и карбоната; Б –октаэдрические кристаллы пирита в центральной части фрамбоида; В – кубический кристалл пирита из сфероида с включениями сфалерита, халькопирита и галенита; Г – выделения галенита в одиночном кубическом кристалле пирита.

Представленные данные свидетельствуют о том, что сульфидная минерализация отложений верхнего карбона на территории Южного Верхоянья имеет признаки как диагенетического, так и гидротермального происхождения. Ярко выраженные редокс-обстановки способствовали обогащению осадка рудными элементами. На первично-сульфидизированные осадки в дальнейшем воздействовали гидротермальные растворы. Типоморфные свойства сульфидных минералов требуют дальнейшего, более детального изучения и применения их в

качестве минералогических критериев оценки золотоносности верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья.

Определение микроэлементного состава пирита проведено на рентгено-флуоресцентном спектрометре NitonXL3t, исследования состава микровключений проводилось по стандартной методике на сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy (аналитик Попова С.К.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465)

Литература:

1. Азовскова О.Б., Уточкина Н.В., Зубова Т.П. Геохимические особенности пирита и марказита их кор выветривания и «древних» рыхлых отложений Актайской площади (Северный Урал) // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161, 2014. С. 238-245.

2. Волков А.В., Сидоров А.А. Крупнотонажные месторождения золота // Вестник Российской Академии Наук, 2012, Т.82, № 11, С. 992-998.

3. Краткий справочник по геохимии / Изд.2-е, переработанное и дополненное. М.:Недра,1977. 184 с.

4. Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю. Литохимияверхнекаменоугольных отложений ЮжногоВерхоянья // Отечественнаягеология, № 5, 2015, С.52-60

5. Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М. Фрамбоиды пирита в углеродистых породах Смагинской ассоциации п-во Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, № 2, В.22, С.144-151.

6. Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999. № 1. С. 58-71.

7. Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.

СВЯЗЬ ПРОЯВЛЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ С КАРБОНАТИТАМИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск

Редкие элементы (РЭ) – это мало распространенные в земной коре металлы (кларк их меньше 0,03%). К числу РЭ относят 35 химических элементов периодической системы Д.И. Менделеева: Li, Rb, Cs, Be, Sr, Cd, Sc, Ga, Y, In, La, Ce, Pr, Nm, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Ge, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Se, Te, Re. Все они широко используются в современной оборонной и аэрокосмической промышленности, науке, технике и, в виде смеси всех лантаноидов и иттрия, в сельском хозяйстве. Все сверхмагнитные, сверхлегкие, сверхтвердые, сверхжаростойкие и высокопрочные материалы создаются либо на

основе, либо с применением РЭ. Современная промышленность интенсивно использует группу элементов (особенно иттрия и лантаноидов), которые известны как редкоземельные элементы (РЗЭ), редкоземельные металлы (РЗМ), редкие земли (TR), оксиды РЗМ (РЗО). В группу лантаноидов входят 15 ХЭ с порядковым номером от 57 до 71. Россия имеет самые крупные в мире детально разведанные месторождения цезия, лития, иттрия, иттриевых и цериевых лантаноидов, циркония, гафния, тантала и ниобия. Имеются богатые месторождения бериллия, рубидия и стронция. Основные запасы РЭ сосредоточены в: Мурманской области (68%), Республике Саха (Якутия) – 15%, Читинской области – 7%, Иркутской области – 5%, Республике Коми – 3%, Республике Тыва – 2% [1]. В последнее десятилетие, резко снизилась добыча таких РЭ как: бериллий, тантал, ниобий, церий, литий, германий. Основными причинами стали следующие неблагоприятные факты: а) все крупные месторождения открыты в труднодоступных районах Сибири и Заполярья; б) из-за низкой рентабельности снизили или прекратили добычу значительное количество горнодобывающих предприятий России. В результате, образовался дефицит целого ряда РЭ, образующих собственные месторождения: лития, цезия, бериллия, стронция, иттрия, лантана и лантаноидов, циркония, ниобия, тантала.

РЭ по своим геохимическим свойствам разделяются на три группы [4]: халькофильные (сульфурофильные) – Cd, Ga, In, Tl, Ge, Te; сидерофильные – Sc, V; литофильные (оксифильные) – Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, La, Zr, Hf, Nb, Ta, Re. Из перечисленных геохимических групп собственные месторождения образуют тольколитофильные металлы. Они образуют более 400 минералов, многие из которых имеют промышленное значение. Высокие содержания Li, Rbи Cs наблюдаются в гранитах, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta – в щелочных, щелочно-ультраосновных и ультаосновных-щелочных породах. Массивы последних, в настоящее время, рассматриваются как наиболее перспективные на РЭ. В России редкометальные месторождения и рудопроявления выявлены в массивах ультраосновных-щелочных пород, локализованных в активизированных зонах древних платформ и складчатых областей, таких как Алдано-Становой щит (АСЩ). Редкометальная минерализация на щите большей частью приурочена к карбонатитам, которые представляют собой магматогенные породы преимущественно карбонатного состава [3], содержащие в промышленных концентрациях минералы ниобия, тантала, редких земель, фосфора, железа, титана, циркония, а также минералы флюорит и барит. Карбонатиты генетически связаны с формацией ультраосновных-щелочных пород и входят в состав зонально-кольцевых массивов, сложенных серией пород разнообразного петрографического состава (от ранних к поздним): ультрамафиты (пироксениты, оливиниты, перидотиты); фиодолиты (якупирангиты, мельтейгиты, йолиты, уртиты); мелилитовые породы (турьяиты, окаиты); нефелиновые и щелочные сиениты [1]. Такие массивы выделяют как комплексы ультраосновных-щелочных пород и

карбонатитов (УЩК).

Массивы УЩК стали выявляться с двадцатых годов прошлого века. Много таких массивов открыто в Южной и Северной Америке, Южной Африке и на севере Европы. В России такие массивы обнаружены в Карело-Кольской, Тиманской, Маймеча-Котуйской, Приенисейской, Восточно-Саянской, Алданской, Сетте-Дабанской, Сихоте-Алинской и других провинциях [2]. В последнее время особое внимание уделяется полезным ископаемым Алдано-Станового щита, в том числе и проявлениям редкометальных карбонатитов в Алданской провинции ультраосновных-щелочных пород.

Изучение геологического строения, локализации и вещественного состава массивов, сложенных комплексами УЩК на территории АСЩ показало, что в составе карбонатитовых массивов можно выделить до трех последовательно образующихся групп месторождений (рудопроявлений). Первая (ранняя) - фосфатно-железистая, вторая (промежуточная) – тантало-ниобиевая, третья (поздняя) – поликомпонентная, преимущественно редкоземельная [4; 6]. В их образовании выделяют четыре стадии рудообразования, каждая из которых проходила в условия более низких температури была геохимически специализирована [7]: ранняя кальцитовая (с Fe, P), поздняя кальцитовая (с P, Nb, и Ta), кальцит-доломитовая (с Nb), анкерит-сидеритовая (с TR, Nb, F, Sr). Таким образом, в каждую стадию формировались карбонатиты и сопутствующие им карбонатно-силикатные породы с определенным составом породообразующих и рудных минералов. Была выявлена закономерность в изменении минерального состава от стадии к стадии. Установлено, что по мере падения температуры происходит увеличение числа породообразующих и рудных минералов. Так у большинства изученных массивов УЩК на АСЩ последние стадии сильно отличаются от ранних более сложным минеральным составом.

В массивах УЩК на АСЩ выявлено четыре основных типа руд: [8]:

1. гатчеттолитовые (танталоносные) кальцитовые карбонатиты;
2. пирохлоровые (ниобиеносные) кальцитовые карбонатиты;
3. гатчеттолитовые (танталоносные) апатит-магнетитовые руды;
4. гатчеттолитовые (танталоносные) альбититы, сопутствующие кальцитовым карбонатитам.

С массивами УЩК на территории АСЩ связана и тантало-ниобиевая (гатчеттолит, пирохлор, циркелит), ниобиевая (пирохлор, форстерит, колумбит, апатит, магнетит, пирротин), полиметаллическая и редкометальная минерализация.

Подводя итог вышеизложенному, можно с уверенностью говорить, что карбонатиты на АСЩ обладают огромным промышленным потенциалом комплексного сырья. Необходимо проводить на щите специализированные работы по доизучению уже открытых редкометальных карбонатитовых месторождений и рудопроявлений и поиски новых перспективных аналогичных образований.

Устранение возникшего в России дефицита РЭ может быть осуществлено путем возобновления добычи или увеличения объемов добычи этих металлов на собственных ГОКах, а также вовлечение в промышленное использование легко- и быстроосваиваемых месторождений в том числе и новых.

Литература:

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. - М: НИА-Природа. 1999. С 36-41, 165-174.
2. Карбонатиты /под ред. Таттла О. и Гиттинса Дж. – М: Мир, 1969. 481 с.
3. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т.2. – М: Наука, 1971. С 287-290.
4. Пуляев Н.А. Условия образования карбонатитов на территории Алдано-Станового щита и их металлогеническая специализация. // Материалы ВНПК «Геология и минерально-сырьевые ресурсы С-В России». Якутск: Изд. Дом СВФУ, 2015. С 392-395.
5. Рудные месторождения СССР.Т.3. / Под ред. Смирнова В.И. – М: Недра, 1974. С 389-399.
6. Самойлов В.С. Генетические типы и фации карбонатитов. / Метасоматизм и рудообразование. М: Наука, 1974. С 196-204.
7. Соколов С.В. О способе образования карбонатитов. / Метасоматизм и рудообразование. М: Наука, 1974. С 190-195.
8. Чернышева Е.А. Особенности рудоносных карбонатитов, образовавшихся в условиях малых глубин. / Метасоматизм и рудообразование. М: Наука, 1974. С 128-131.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ СЛОЖНО ДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ СУТАМСКОГО БЛОКА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск

Под сложно дислоцированными комплексами (СДК) подразумеваются структурно-вещественные комплексы (СВК) — крупные структурные элементы земной коры, характеризующиеся широким развитием пликативных нарушений и обилием соскладчатых разрывов [1]. Самый общий признак СДК — резко выраженная и достаточно широко проявленная на площади тектоническая нарушенность первичного залегания пород.

Типичным примером структуры, образованной СДК, является Алдано-Становой щит (АСЩ). Образование СДК на АСЩ связано с неоднократной складчатостью, несколькими эпохами или эпизодами деформаций, вследствие чего в одном и том же его блоке (районе) наблюдаются не одна, а несколько систем различных по морфологии различно ориентированных складок, вплоть до

образования перекрестной складчатости, наложение на сланцеватость одной или нескольких систем кливажа, линейные текстуры нескольких генераций.

Сутамский блокявляется составной частью АСЩ, находится в зоне сочленения Алданского и Станового мегаблоков, образующих щити представляет собой одну из немногих региональных структур, где широко развиты архейские СВК. Блок является одним из объектов щита, изучение геологического строения, геохимических и металлогенических особенностей которого поможет решить многие задачи, имеющие практическое значение для экономики региона и РС (Я). Географически блок расположен между реками Гонам и Сутам, берущими начало в северных отрогах Станового хребта.

Территория блока является частью Становой металлогенической провинции и охватывает Сутамский золотоносный и Сутамский железорудный районы.

В пределах блока известны многочисленные рудопроявления и высококонтрастные геохимические аномалии золота, полиметаллов, платины, молибдена, ртути, титана, железа, редких земель, радиоактивных элементов и др. [3]. По ведущим ассоциациям рудных элементов, определяющих наиболее характерные геохимические черты, известные в пределах площади рудопроявления подразделены на три группы: сидерофильные (Ti, V, Fe, Mn, Co, Ni, Pt); халькофильные (Cu, Zn, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Bi, Au, Mo) и литофильные (W, Li, Be, Zr, Nb, Ta, TR, U, Th). По наиболее характерным элементам внутри каждой группы выделены отдельные рудопроявления [3].

Рудопроявления с ассоциациями сидерофильных рудных элементов.

К этой группе относятся месторождения и рудопроявления железа, титана и платины.

Площадь блока охватывает часть Сутамского железорудного района, в пределах которого сконцентрировано большинство рудопроявлений и месторождений железных руд АСЩ. Наиболее широким распространением пользуются рудопроявления осадочно-метаморфогенного и гистеро-магматического типов.Всего известно 4 месторождения (Олимпийское, Даурка, Молодёжное, Нижне-Джелиндинское) и целый ряд рудопроявлений осадочно-метаморфогенного типа. Все они представлены линзами и пластами (от 1-2 до 12-15 и более) магнетитовых кварцитов, согласно залегающих среди метаморфических пород архея. Мощность пластов колеблется от первых метров до десятков метров, протяженность – от десятков метров дом 1 – 1,5 км. В некоторых случаях в составе руд кроме магнетита и кварца отмечаются амфиболы и пироксен. Содержание железа достигает 45 %, титана – 0,01-0,05%.Месторождения этого типа фиксируются литохимическими потоками рассеяния титана с коэффициентом контрастности 1,3 – 2,6, хрома – 2,6 – 7,7.

Гистеро-магматический тип (титаномагнетитовый в интрузивах габбро-пироксено-дунитовой формации). Рудопроявления железа этого типа генетически связаны с интрузивными породами основного состава и их метаморфизованными

разностями, содержащими неравномерную вкрапленность и прослои, обогащённые магнетитом и титаномагнетитом. Протяжённость рудных тел от 10 м. До 400 м, мощность от 3 –10 м. до 50-70 м. Содержание железа в рудах 25% - 35%, титана – до 2 г/т, отмечаются и следы золота.

В пределах площади известно два рудопроявления титана, которые расположены на правом водоразделе р. Тарынак, где они приурочены к одноимённому гранитному массиву протерозойского возраста, прорывающего архейские габброиды. Оруденение локализуется в катаклазированных, рассланцованых и гидротермально-измененных гранитах, кварц-полевошпатовых жилах и гранитизированных габбро-амфиболитах, содержащих вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита.

Рудопроявления платиноидов, в основном, связаны с докембрийскими СВК сложенными ультрабазитовыми и базитовыми образованиями. Наиболее перспективными рудопроявлениями являются Туптикан, Мугиктинское и Дауркачан.

Рудопроявления с ассоциациями хакофильных рудных элементов.

Границы Сутамского блока совпадают с Сутамским золотоносным районом, на территории которого расположено 50 уже известных проявлений рудного золота. Содержание золота, обычно, составляет 0,04-1 г/т, реже 1-10 г/т и лишь иногда достигает десятков грамм на тонну. Подавляющее большинство рудопроявлений пространственно и структурно связано с гипабиссальными малыми интрузиями раннемелового возраста. Отдельные рудные тела и проявления приурочены к местам пересечения древних субширотных разломов с поперечными или диагональными, которые контролируют размещение серий даек. Среди выявленных золоторудных проявлений наиболее широко распространены рудопроявления золото-малосульфидно-кварцевого типа. Менее - рудопроявления золото-сульфидно-кварцевого и золото-серебренного типов [4]. Незначительная по масштабам золотоностность связана с региональными зонами диафторитов, где отмечаются слабо золотоносные кварцевые жилы и прожилки позднеархейского - раннепротерозойского возраста. Отдельные незначительные проявления золота относятся к метаморфогенному типу и связаны с железистыми кварцитами, магнетитовыми пироксенитами, метасоматическими пироксен-кварц-магнетитовыми породами и зонами вкрапленной сульфидной минерализации.

В пределах Сутамского блока известно 15 коренных проявлений свинца и меди. Часть из них являются комплексными и содержат золото и серебро (бассейны ручьев Андреевский, Утачи и руч. Большая Даурка). Рудопроявления свинца, выявленные в бассейнах речек Танграк, Кабакта, В.Джелинда, связаны с ороговикованными, окварцованными и карбонатизированными конгломератами нижнего мела и измененными ортоамфиболитами, окварцованными и альбитизированными гнейсами, а также зонами дробления с вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением сульфидного типа.Рудопроявления меди

(левобережье р. Сутам, бассейн р. В.Джелинда) приурочены к участкам катаклазированных гидротермально-измененных метаморфических и магматических пород архея, а также к местам локализации кварцевых жил и прожилков.

Большинство из известных в пределах площади рудопроявлений молибдена связано с кварц-полевошпатовыми жилами и зонами гидротермально-измененных пород с убогой вкрапленностью молибденита (содержание молибдена 0,001-0.3 %). Из-за недостаточной изученности их перспективы пока не ясны. Наиболее крупными и перспективными проявлениями являются Джелиндакан (правобережье р. В.Джелинда) и Дауркачан (верховье одноименной речки).

Единственное известное в пределах площади рудопроявление ртути, расположено в верховьях р Тарынах. Оно приурочено к зонам дробления и гидротермального изменения пород, контролируемыми разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Редкие земли и радиоактивные элементы.

Рудопроявления редких земель и радиоактивных элементов в пределах блока связаны с редкоземельными пегматитами жильного типа или иньекцированными пегматоидными гранитами. Мощность отдельных пегматитовых жил изменяется от 0,1-0,4 м до первых метров, протяженность от первых метров до первых десятков метров. Состав пегматитов обычно микроклиновый или кварц-микроклиновый. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и гнездами циркона, монацита, ортита, иногда ураноторианита и ураноторита. Известны проявления редкоземельной и радиоактивной минерализации гидротермально-метасоматиического и метаморфогенного типов. [2].

Рудопроявления вольфрама расположены на водоразделе речек Н.Джелинда – Утачи. Вмещающие породы представлены серицитизированными биотит-амфиболовами кристалическими сланцами и слабо пиритизированными мраморами и кальцифирами, содержащими пылевидную вкрапленность шеелита и пирита. Содержание вольфрама, по данным спектрального полуколичественного анализа, составляет 0,01-0,3 %.

Россыпное золото. Подавляющее количество известных проявлений россыпного золота аллювиального генезиса [4]. Иногда промышленные содержания золота отмечается и в делювиальных образованиях (ручьи Алексеевский, Скромный, Безымянный). Большинство россыпей долинные, в меньшей степени распространены террасовые (бассейн рч. Н.Джелинда), увальные (рч. Богатырь), русловые (р. Сутам). Морфология россыпей в плане обычно простая (1-2 струи), в широких долинах встречаются и сложные, многоструйные россыпи. Протяженность колеблется от нескольких сот метров до 5-10 и более километров, ширина - от нескольких метров до нескольких десятков метров. Мощность аллювиальных отложений золотоносных долин

колеблется от 1-3 м до 10 м и редко более, обычно составляя 6-10 м. Общим для всех россыпей является расположение их в пределах участков, где имеются признаки проявления мезозойского (нижнемелового) магматизма и зон диафтореза. Вопрос о коренных источниках россыпного золота до настоящего времени до конца не решен. Большинство исследователей, работавших на Сутамском блоке и смежных ему территориях, склоняются к тому, что формирование россыпей происходило, в первую очередь, за счет узко локализованных коренных источников, а также убогой вкрапленности золота и золотоносных сульфидов (пирита) в диафторитах [2, 3, 4].

Литература:

1. Вознесенский В.Д., Горлов Н.В., Доливо-Добровольский А.В. и др. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Методич. пособие по геол. съемке м-ба 1:50000. Вып 6. Л: Недра. ЛО 1980. С 5-12.

2. Никитин В.М., Жижин В.И. и др. Промышленное значение и особенности золоторудной минерализации зеленокаменных поясов западной части Алданского щита. // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, т.2, 2000 г. С 115-118.

3. Пуляев Н.А. Геохимическая специализация и перспективы рудоносности структурно-вещественных комплексов Сутамского блока Алдано-Станового щита. // Автореферат кандидатской диссертации. Якутск: ЯГУ. 2005г. 22 с.

4. Смелов А.П. и др. Золотоносность Алданского щита. // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998г.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ НА ЗОЛОТО, ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ, В ПРЕДЕЛАХ ЛИНИИ ПРОЕКТНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ

Сенкевич В.С.

АО «Сибирский Научно-Исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья», г. Новосибирск

В рамках работ по ГК №139 в пределах линии проектного геолого-геофизического профиля 1-СБ, предварительно были выбраны пять перспективных площадей, на основе анализа и изучения материалов государственной геологической карты третьего поколения 1:1 000 000 масштаба, лист М-50 (Борзя). Контуры площадей работ были выбраны на основании перспективности площадей для проведения прогнозно-поисковых, поисковых работ,на золото, первой и второй очереди, с опробированными прогнозными ресурсами, а также находящиеся в пределах линии влияния проектного геолого-геофизического профиля 1 СБ. После проведения работы по изучению металлогении исследуемой

территории на основе материалов ГГК 1:1 000 000 по принципу от общего к часному, для получения более полной информации о металлогении данного региона и копирования геологических отчетов и графики, была предусмотрена производственная командировка в г. Чита Забайкальский Филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому Федеральному округу». Выполнены копии 17 отчетов и графических приложений к ним. После ознакомления с последними геологическими материалами, были внесены небольшие коррективы для посещения перспективных площадей. Выбраны, следующие 5 участков [1] (рис. 1):

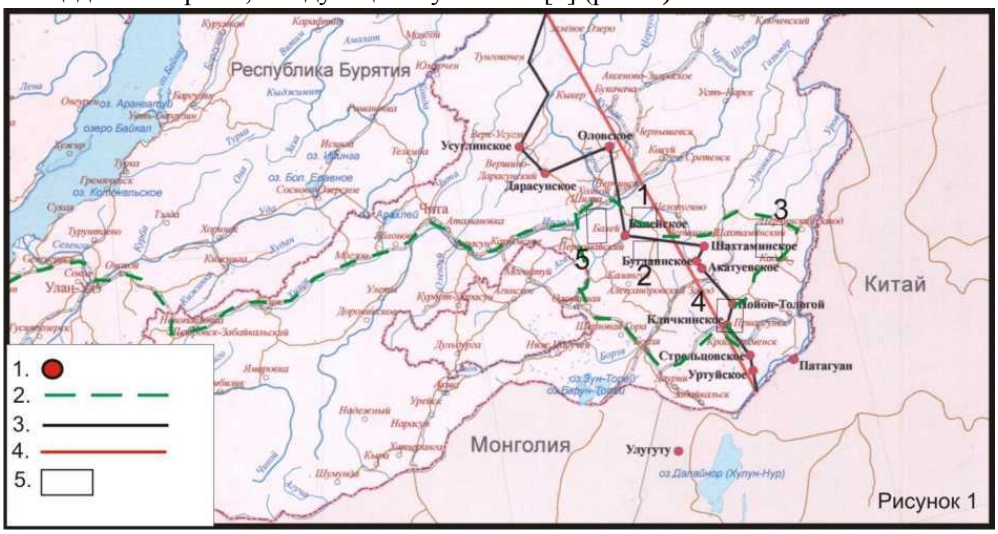


Рис. 1. Схема расположения геолого-геофизического профиля 1-СБ с известными месторождениями и контурами перспективных площадей. 1-месторождения полезных ископаемых; 2-линия маршрута полевых работ; 3-предпологаемый профиль 1-СБ; 4-проектный и пройденный профиль 1-СБ; 5-контуры перспективных площадей.

1) Унда-Шилкинская минерагеническая зона. Балейский рудный район, Ундинская площадь. Казаковский рудный узел.

2) Унда-Шилкинская минерагеническая зона. Балейский рудный район, Ундинская площадь. Мунгинский рудный узел. Алиевское рудное поле.

3) Унда-Шилкинская минерагеническая зона. Балейский рудный район. Золинско-Аркиинская площаль. Апрелково-Пешковский рудный узел.

4) Газимуро-Аргунская минерагеническая область. Нерчинско-Заводский рудный район. Смирновско-Михайловский рудный район. Явленское рудное поле.

5) Газимуро-Аргунская минерагеническая область. Кличинский рудный район. Бутунтайский рудный узел. Мулинское рудное поле.

В полевой период 2014г. в Забайкальском крае в пределах линии проектного геолого-геофизического профиля 1-СБ, выполнены следующие виды работ:

Изучение Казаковского рудного узла, который актуален для поисков убого-сульфидного оруденения Балейского типа, а также для поисков погребенных

пластовых россыпей. В пределах Казаковского рудного узла были выбраны и посещены пять перспективных участка: Водораздельный, Лукинский, Ундинский, Фроловский, Больше-Казаковский. Здесь проявлены три разновидности гидротермальной активности связанных с золотым оруденением, это жилы и зоны прожилкования темно-серого полупрозрачного кварца, белого крупнокристаллического кварца с убогим сульфидным оруденением; сухаристые анкеритовые метасоматиты кварц-анкеритового состава в зоне окисления; гигантозернистые пегматиты с турмалиновой (черный шерл) минерализацией [3].

Изучение Алиевского рудного поля, где проявлено золотое оруденение связанное с золото-сульфидной и золото-кварц-сульфидной формациями. Был выполен один поисково-регогносцировочный маршрут на территорию Верхнее-Алиинского месторождения. Здесь наряду с кварцево-жильной минерализацией, в канавах были встречены окисленные березитоподобные породы с богатой сульфидной минерализацией [2].

Изучение Явленского рудного поля, здесь ведущая роль принадлежит месторождениям полиметаллов и большому количеству россыпного золота. Кроме того территория преспективна на рудное золото, связанное с золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной, золото-кварц-турмалиновой малосульфидной формациями. Здесь были осмотрены перспективные участки: Чупровский, Бильбичан, Шеркунча и Циновка. Рудные тела представлены кварц-сульфидными, кварц-карбонат-сульфидными, кварц-турмалиновыми жилами, жильными телами, неправильными гнездообразными залежами. Из сульфидов встречены пирит, халькопирит, арсенопритит и галенит [2].

Изучение Мулинского рудного поля, ведущая роль принадлежит месторождениям полиметаллов, но также территория перспективна на золотое оруденение, связанное с убогосульфидной-золото-серебряно-сурьмяной и золото-сульфидно-кварцевой формациями. В пределах рудного поля посещены два перспективных участка – Талман и Залгатуй, которые примыкают к флангам разрабатываемого полиметаллического с золотом месторождения Нойон-Тологой. На участках руды представлены жильным кварцем, часто с баритом и мелкогнездововкраплеными сульфидами менее 1%., так же проявления золота связаны с окварцованными и окисленными конгломератами [2].

Изучение Апрелково-Пешковского рудного узла, здесь золотое оруденение связано с золотоносными корами выветривания, развитыми по зонам-гидротермально измененных пород, кроме того развиты рудные тела жильного типа. На территории рудного узла были осмотрены четыре участка: Золотая горка, Таловский, Берданиха и Лавр. Здесь гидратермальная минерализация и золотое оруденение связано с метасоматически измененными породами, квар-карбонат-серицитовыми, кварц-анкеритовыми метасоматитами, и гидротермально измененными вмещающими породами, которые преобразованы в зоны окисления [2].

По результатам полевых работ, выделены Казаковский рудный узел и Мулинская площадь, так как наименее изученные и перспективные для предложения постановки работ для проведения прогнозно-поисковых работ.

Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение), серия Алдано-Забайкальская, М-50 (Борзя)./Санкт-Петербург, 2010 г..

2. Рутштейн И.Г. О проблемах геологии и региональной металлогении Юго-Восточного Забайкалья. / В сб. «Геология и полезные ископаемые Читинской области». – Чита, 2000. – С. 9-23

3. Шульга А.В., Рогова В.П. и др. Отчет Лесковской партии о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах центральной части Ундино-Даинской депрессии за 1992-2001гг. / ФГУГП «Казаковское ГГП». – Чита, 2002. – 992 с.

ПРОБНОСТЬ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК КРИТЕРИЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ НА ПРИМЕРЕ КУЛАРСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА

Скрябин А.И.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Россыпная золотоностность на Куларе была установлена партией М.Ф. Дементьева в 1960 г. С тех пор было открыто множество месторождений, давших стране более сотни тонн золота. Закономерности размещения золотого оруденения района рассматривались в публикациях В.А. Амузинского, Г.С. Анисимовой, Ю.П. Ивенсена, С.Г. Москвитина, Г.Г. Невойса, И.Я. Некрасова, В.П. Самусикова, А.И. Сергеенко, А.И. Скрябина [1–5] и многих других.

В Куларском районе выделяются Улахан-Сисская, Центрально-Куларская и Солурская металлогенические зоны. Нами проведено топоминералогическое изучение пробности золота, данные которого используются для решения выше поставленной задачи. Большинство промышленных россыпей золота и их коренные источники приурочены к разломным структурам и значительно удалены от выхода гранитоидов. Поэтому аргументы связи золотого оруденения с крупными гранитоидами дискутируются. Критерием такой связи признается наличие отчетливой латеральной зональности различных типов оруденения, устанавливаемых вокруг каких- то центров. Обычно такими становятся гранитоидные массивы, штокообразные тела и невскрытые плутоны. В таких случаях можно говорить о пространственной и генетической связи оруденения с магматизмом.

Солурский узел одноименной зоны – прекрасный пример подобной связи. Вокруг Солурского штока адамеллитов с размерами 670х630 м устанавливается

симметричная зональность типов оруденения [1]. При этом пробность рудного и россыпного золота закономерно увеличивается на удалении от контакта штока, что может служить критерием генетической связи оруденения с магматизмом. Зональное изменение пробности россыпного золота позволяет моделировать изменение типов оруденения относительно Солурского штока от золото-редкометалльного (552 ‰ – Прямой, 788 ‰ – Солур), золото- галенит-сфалеритового (720 ‰ – Малыш, 754 ‰ – Стрела) до золото-шеелит-арсенопиритового (846 ‰ – Крутой).

В южной части Центрально-Куларской зоны с олово-вольфрамовой и золотой минерализацией выделяется Суордахский рудно-россыпной узел, который может примером для изучения генетической связи оруденения как с гранитным массивом, так и с невскрытыми интрузивами. Здесь разнотипное оруденение сосредоточено вокруг Ойунского массива гранитоидов. В эндо- и в экзоконтактовой части его обнаружены рудопроявления касситерит-кварцевой формации. На некотором удалении от него – оруденения золото-кварцевой формации, а именно, золото-галенит-сфалеритового(754 ‰ – Чудное, 759 ‰ – Травяное, 763 ‰ – Топкое) и золото-шеелит-арсенопиритового (843 ‰ – Элигер, 759 ‰ – Новое) минеральных типов. Можно обратить внимание на то, что вокруг Ойунского массива установлена дугообразная симметричная зональность распределения россыпного золота по пробности [2]. Данные множества анализов показывают, что пробность золота в интервале 600 -700 ‰ расположены относительно ближе к массиву и к полям контактового метаморфизма. Месторождение «Новое» расположено на участке удаленном от Ойунского массива, приурочено к контактово-метаморфизованным породам невскрытого интрузива. Характерным является наличие разнообразной минерализации, в том числе золото-редкометалльной (висмутин, молибденит, касситерит, вольфрамит), золото-шеелит-арсенопиритовой и золото-галенит-сфалеритовой ассоциаций. Золотом обогащены многие сульфиды, особенно арсенопирит (до 20 г/т). Свободное золото выделяется в конце каждой стадии. В Центрально-Куларской зоне к северу от Куларских батолитов – Кэрэхского, Кючюского, Тиряхтяхского и штока Хос-Юряхского наблюдается возрастание пробности золота в северном направлении, что получается при удалении от гранитоидов. В наиболее удаленных россыпях выявлено золото высокопробное (866 – 952 ‰ – Таба, 866 – 899 ‰ – Омега). Это является одним из критериев между оруденением и гранитоидами.

В рудно-россыпных узлах – Онкучахском, Бургуатском и Джуотукском Улахан-Сисской, главной золотоносной зоны Кулара показано зональное изменение пробности россыпного и коренного золота относительно невскрытых интрузивов, установленных геологическими и геофизическими данными, что подтверждается и результатами наших исследований [3–5]. Это, по-видимому, обусловлено изменением минеральных типов оруденения. Богатые россыпи Бургуатского узла тесно связаны с коренными источниками золото-галенит-

сфалеритового типа (773‰ – Право-Бургуатское, 807‰ – Лево-Бургуатское, 798‰ – Эмисское, 811‰ – Эмеляновское). Кроме этого типа оруденения, в образовании россыпей Онкучахского, Бургуатского и Джуотукского узлов принимали участия источники питания золото-шеелит-арсенопиритового типа (822‰ – Онкучах, 839‰ – Мунулу, 834–861‰ – Кыллах, 846‰ – Кыллах, 836‰ – Джуотук). Последний тип отличается тенденцией повышения пробности золота. Для наиболее удаленной от гранитоидов золото-сурьмяной минерализации (Кючюс, Байдах) более характерно высокопробное золото. На месторождении Кючюс выделяют (И.Я. Некрасов) раннюю арсенопиритовую ассоциацию с высокопробным (920–940‰) и позднюю – с низкопробным (720 –800‰) золотом. Присутствие относительно высокопробного золота (800 - 900) установлено на рудопроявлении «Байдах». Очень низкопробное золото присуще к оруденению с золото-серебрянной минерализацией (186 – 811, ср.507 – Альфа, 586 – Мастах).

Таким образом, в Куларском районе установлено зональное изменение пробности золота, которое отражает латеральную зональность типов оруденения относительно гранитоидов и невскрытых инрузивов, что может быть использован как критерий связи между ними.

Литература:

1. Скрябин А.И. О латеральной зональности золотого оруденения относительно Солурского гранитного штока (Куларского район) / Материалы Всероссийской научно-практическойконференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». – Якутск: 2012б, том 2. – С.165–169.

2. Скрябин А.И. Зональность золотого оруденения Суордахского рудно-россыпного узла Центрально-Куларской золото-редкометалльной зоны/ Материалы Всероссийской научно-практическойконференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». – Якутск: 2012а, том 2. – С. 160–164.

3. Скрябин А.И. Роль невскрытого интрузива в размещении месторождений Бургуатского узла Улахан-Сисской зоны Куларского района / Материалы Всероссийской научно–практической конференции: Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. 2013. Том 2. С. 174–178.

4. Скрябин А.И. О зональном размещении типов золотого оруденения Онкучахского рудно-россыпного узла Улахан-Сисской металлогенической зоны Куларского района. Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России Материалы Всероссийской научно–практической конференции, Якутск.2014. С. 454–458.

5. Скрябин А.И. Зональное изменение пробности золота в южной части Улахан-Сисской зоны (Кулар). Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России Материалы Всероссийской научно–практической конференции, Якутск: С. 449–451.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЗОВСКОЕ

Фридовский В.Ю.[1,2], Кудрин М.В.[1], Полуфунтикова Л.И.[2]
[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
[2]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Месторождение Базовское было открыто в начале 50-х годов Камаляном В.Г. и Николаевым В.Д. Работы этого периода показали, что оруденение приурочено к кварцево-жильным телам в крыльях разветвляющихся зон дробления. Запасы и ресурсы золота были оценены в первые сотни килограмм. В начале 2000-х годов под руководством Окунева А.Е. и Лупенко В.В. были проведены поисковые работы, направленные на уточнение строения и изучение золотоносности минерализованных зон дробления. В результате работ были выделены и оценены параметры рудоконтролирующих минерализованных зон дробления, увязка которых проводилась с использованием наземных геофизических исследований [2]. Прогнозные ресурсы золота составили 110 тонн со средним содержанием 13 г/т [1]. В последние годы на месторождении Базовское разведочные работы проводит ЗАО «ГРК «Западная». Благодаря значительному объему горнопроходческих работ появилась возможность уточнения геолого-структурной модели месторождения.

Месторождение Базовское расположено в зоне Адыча-Тарынского разлома (АТР), среди терригенных отложений верхнего триаса. АТР в пределах месторождения представлен разломом Диагональный и ответвляющимися от него минерализованными зонами дробления и смятия (Восточная, Центральная, Средняя и Западная) (рис. 1). Разлом Диагональный имеет северо-западное простирание. Сложен черными флюидально-линзовидными милонитами, блоками окварцованных песчаников и не содержит значительной рудной минерализации. Мощность разлома до десяти метров. Он ограничивает распространение оруденения к юго-западу и по падению. Предполагается, что разлом является основной рудоподводящей структурой месторождения и ведущим надвигом. Минерализованные зоны дробления и смятия Восточная, Центральная, Средняя и Западная, прослеживаются на протяжении от 3,0 до 6,5 км. Они сложены милонитами, тектоническими брекчиями с кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и прожилками. Простирание рудных зон меняется от северо-западного до субмеридианального, угол падения от 40-60º до вертикального. В крыльях минерализованных зон преимущественно в пластах песчаников развиты многочисленные жильно-прожилковые тела лестничного типа, тесно связанные с межпластовыми надвиговыми перемещениями [3, 4].

Рудные зоны представляют собой сложную систему соединяющихся, соединительных и ответвляющихся надвиговых чешуй и наложенных поздних сдвиговых деформаций [4]. Сдвиговые разрывные нарушения северо-восточного простирания образуют закономерные динамопары с надвигами и представляют

латеральные рампы (рис. 1).

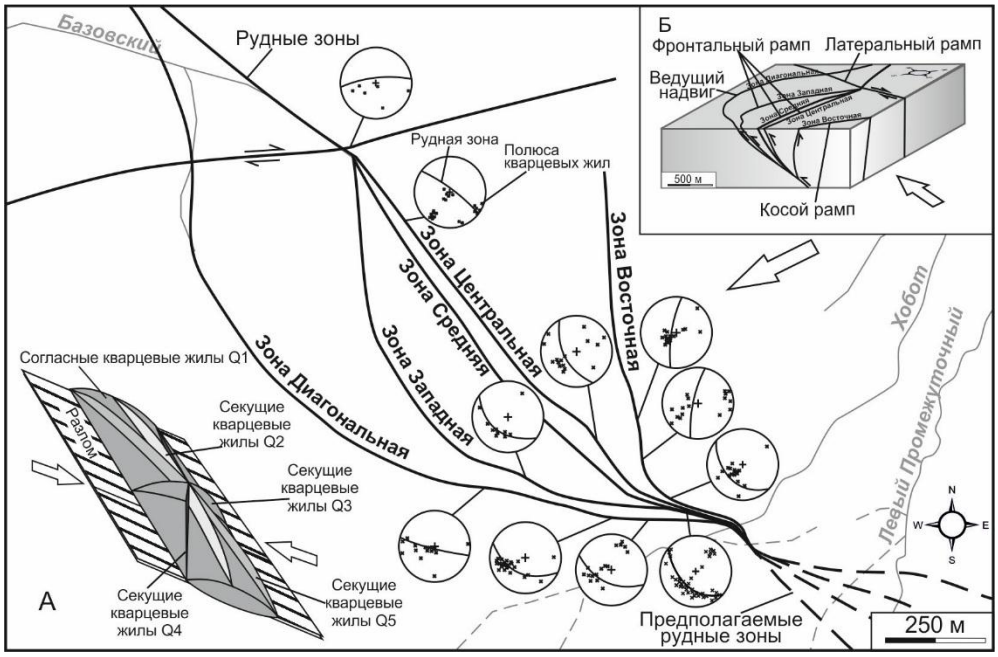


Рис. 1. Геолого-структурная модель месторождения Базовское (с использованием данныхЛупенко В.В., 2006 г. и ЗАО «ГРК «Западная»). Схематические блок-модели: А – взаимоотношения рудных зон и золото-кварцевых жил, кинематика их формирования; Б – рудоконтролирующих структур.

С надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок концентрического типа F1 с преобладающими северо-западным простиранием и юго-западной вергентностью. Преобладают открытые, реже сжатые складки. В зонах разрывных нарушений картируются опрокинутые складки, будинаж пластов песчаников. Наложенные деформации представлены сдвигами, в основном, наследующими положение ранних надвигов, а так же поперечными складками северо-восточного и близширотного простирания. С левосдвиговыми движениями ассоциируют складки северо-восточного простирания различного морфологического типа – от открытых симметричных до сжатых опрокинутых. Они обычно приразломные, быстро затухают при удалении от зон разломов. Шарниры складок погружаются под углами от 20° до 80°. Кливаж в связи со складчатыми деформациями не развивается. С правосдвиговыми деформациями ассоциируют близширотные симметричные, реже асимметричные складки шириной и амплитудой до нескольких метров конического и цилиндрического типов, а так же плитчатый и скорлуповато-плитчатый кливаж, наложенный на региональный кливаж северо-западной ориентировки. Обычно в обнажениях

проявлен один из кливажей, реже можно наблюдать два пересекающихся кливажа.

На месторождении развито несколько систем кварцевых жил и прожилков, ориентировка которых определяется положением рудоконтролирующих зон дробления и пластов песчаников. Жилы первой системы Q1 согласны залеганию вмещающих пород и межпластовых зон дробления, имеют выдержанные параметры. Кварцевые жилы системы Q2 падают к западу и юго-западу под разными углами. Они характеризуются невыдержанной мощностью, развитием друз горного хрусталя, быстро выклиниваются в направлении удаления от жил Q1 и представляют эшелоны трещин отрыва. Жилы Q2 слагают основной объем рудных зон. Система жил Q3 согласна плоскости $\sigma 1/\sigma 3$ является поперечной к рудоконтролирующим разломам и пластам песчаников. Отмечаются также второстепенные системы кварцевых жил Q4 и Q5, расположенные диагонально системам Q2 и Q3 и близперпендикулярные системе Q1 (рис. 1).

Проведенные исследования позволили уточнить структуру Базовского месторождения, которая определяется чешуйчатым веером с фронтальной последовательностью формирования рудоконтролирующих надвигов и тесно связанных с ними латеральных и косыхрампов, а так же наложенных поздних лево- и право-сдвиговых деформаций. Несмотря на то, что месторождение Базовское расположено в юго-западном крыле АТР,его строение сходно с золоторудными месторождениями, расположенными в осевой части Адыча-Тарынского разлома (Тарынский рудный узел и др.) [5, 6].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_а).

Литература:

1. Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. – М.: Акварель, 2010. 349 с.

2. Соловьев Е.Э, Фридовский В.Ю., Кычкин В.А. Комплексирование геофизических методов при изучении строения золоторудного месторождения Базовское (СВ России) // Наука и образование, 2015, № 4 (80). С. 28-34.

3. Третьяков Ф.Ф. Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное // Отечественная геология, 2006, №5. С. 91-96.

4. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология, 2010, №4. С. 39-45.

5. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса // Разведка и охрана недр, 2015, № 11. С. 3-9.

6. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И. Тектонические структуры и оруденение центральной части Кулар-Нерского террейна // Материалы XLVIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 249-253.

ТЕКТОНИТЫ И ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАДРАН(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Фридовский В.Ю., Серкебаева Е.С.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

На северо-востоке России довольно широко распространены орогенные золоторудные месторождения, контролируемые надвигами [2]. Среди них известны объекты с запасами десятки и сотни тон (Наталкинское, Дегдеканское, Дражное, Базовкое и др.). Значительная часть запасов и ресурсов месторождений сосредоточена в прожилково-вкрапленном типе оруденения, для которого характерны низкие (первые г/т) содержания Au, связанного с сульфидами и тонким кварцевым прожилкованием в милонитах и катаклазитах. Породы зон разломов становятся основными объектами поисково-разведочных работ, направленных на выявление крупнообъемных месторождений. Прожилково-вкрапленный тип оруденения известен на месторождении Бадран, однако он не получил всестороннего анализа в связи с тем, что основное внимание уделялось изучению и освоению жильного типа - более продуктивного и имеющего выдержанные параметры.

Месторождение Бадран приурочено к зоне Надвиговой мощностью до 34 м. Северо-западный и юго-восточный сегменты зоны характеризуется близширотным простиранием и увеличением углов падения сместителя до 50-60^0. В центральной части зона полого (24-30^0) падает к северо-востоку по азимуту 40-65^o. Золотоносность тесно связана с динамометаморфизованными березитизированными породами, высокозолотоносными пиритом и арсенопиритом, а так же кварцевыми жилами с арсенопирит-карбонат-кварцевой и гидрослюдисто-полисульфидной минерализацией [1]. На месторождении выделяются три основных морфологических типа рудных тел: жильный, жильно-прожилковый, прожилково-вкрапленный. Кварцевые жилы плитоообразной формы – ведущий тип рудных тел. Они приурочены к минерализованным зонам дробления. Мощность кварцевых жил до 4.2 м., протяженность до 200 м. Жилы сопровождаются кварцевыми прожилками, количество которых резко возрастает в местах выклинивания жил (жильно-прожилковый тип). При этом массивные и грубополосчатые текстуры жил сменяются прожилковыми и брекчиевыми. Прожилково-вкрапленный тип представлен милонитами, милонитизированными и рассланцованными породами с прожилковым окварцеванием и рассеянной минерализацией пирита и арсенопирита. Количество кварца изменяется от 5-30 % на участках прожилкового окварцевания, до 40 % и более при появлении жил. Наиболее высокопродуктивными на золото являются участки милонитов, вмещающие кварцевые жильно-прожилковые золоторудные тела.

Месторождение, так же как и другие объекты Верхне-Индигирского района, формировалось в течение нескольких деформационных этапов [3,4,5]. Ранние складки северо-западной ориентировки F1 концентрического типа получили наиболее широкое развитие в крыльях надвига. В аллохтоне надвига картируются опрокинутые открытые складки с шарниром b1 погружающимся к юго-востоку (Аз.пог. 120^0) под углом 50^0. Крутой угол погружения шарнира может быть связан с наложенными сдвиговыми деформациями. Развит кливаж двух типов - межслоевой в пачках алевролитов и секущий в замках складок. На деформации D1 наложены присдвиговые складки с шарнирами погружающимися к северо-востоку под углом 30^0. На удалении от зоны Надвиговой движения осуществлялись путем межслоевых скольжений. На коротких участках разломы пересекают пласты песчаников, образуя рамповые структуры, ориентированные закономерно к направлению транспорта пород.

Милониты зоны Надвиговая представляют собой тонкозернистые породы, с ориентированной текстурой и динамофлюидальной структурой, в которых овальные или вытянутые линзы реликтов обломочной породы длинной осью расположены субпараллельно направлению полосчатости. Породы состоят из порфиробластов полевого шпата и кварца, окруженных тонкозернистым матриксом, сложенным гидрослюдами, ленточками серицита, хлорита, кварца и углисто-глинистых стяжений (рис.1, А). В породах наблюдается равномерное распределение мелких включений зерен пирита, магнетита, рутила. В реликтовых линзах кварцевые зерна имеют мозаичное строение, волнистое угасание, отмечаются пылевидные включения, вероятно углистого вещества, придающих кварцу серый цвет (рис.1, А).

По периферии зон милонитизации встречаются интенсивно рассланцованные породы ранних стадий дислокационного метаморфизма с наложенным кливажом плойчатости (рис. 1, В). Изометричные зерна рудных минералов (черное) окаймляются тонкой оторочкой каолинита (рис.1, Г). Линзовидные зерна позднего кварца (серое) ориентированы по сланцеватости породы, формируют межзерновой кливаж (рис.1, Б). Крупные зерна кварца и плагиоклаза рассеяны в тонкозернистой перекристаллизованной матрице, состоящей из серицита, хлорита, кварца, альбита и эпидота. Минеральный состав измененных пород соответствует метаморфизму фации зеленых сланцев, а их структурно-текстурные особенности указывают на проявление пластических деформаций.

Во вмещающих рудные зоны породах проявлены карбонатизация, окварцевание, сульфидизация и гидрослюдизация. Карбонатизация наблюдается маломощными фрагментами в виде линз и просечек во вмещающих породах. Жильные карбонаты представлены доломитом и анкеритом. Окварцевание отмечается в приконтактовых с рудными интервалами зонах. Сульфидизация (пиритизация) носит неравномерное, но повсеместное распространение и развита в околорудных березитах. Гидрослюдизация проявлена, в основном, на контактах

глинистых сланцев с алевролитами. Наиболее интенсивно слюды развиты в виде тонких ленточек и чешуек вдоль трещин по углеродистому веществу, а так же в зонах дробления и смятия.

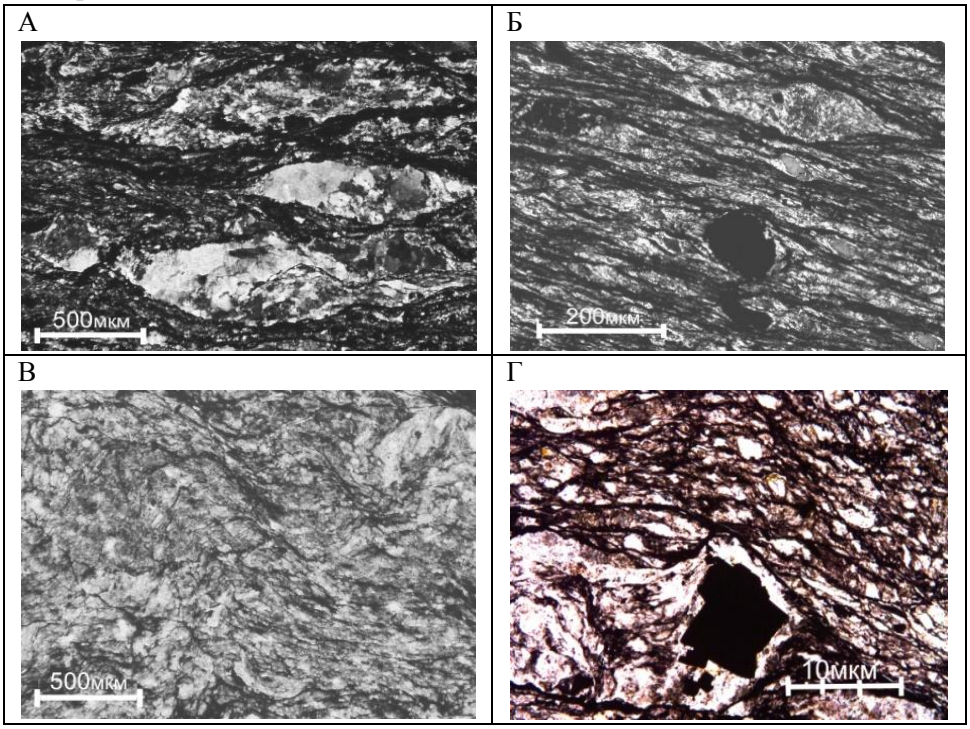


Рис. 1. Тектониты месторождения Бадран.

А – линзы кварца с мозаичным строением в глинисто-кварц-карбонатном матриксе; Б –межзерновой кливаж; В–плойчатый кливаж; Г –порфиробласты пирита с каолинитовой оторочкой.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_а).

Литература:

1. Амузинский В.А., Агеенко В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. Месторождения золота. Бадран // Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии – Якутск, 2002. С. 39-64.

2. Золоторудные месторождения России // Ред. М.М. Константинов. – М.: Акварель, 2010. – 349 с.

3. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. №4. С. 39-45.

4. Фридовский, В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан // Тихоокеанская геология. 2014.Т.33. №4. С. 50-62.

5. Фридовский, В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса //Разведка и охрана недр. 2015. № 11. с.3-9.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГРАФИТОНОСНЫХ ПОРОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮМАО (КИТАЙ)

Ханчук А.И.[1], Молчанов В.П.[1], Сун Ф. [2]
[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
[2] Цзилиньский университет, г. Чанчунь, КНР

Одним из важнейших результатов геологических исследований последних лет на юге Дальнего Востока России является открытие нового перспективного типа благороднометально-графитоносной минерализации [1]. Многие ведущие специалисты относят руды этого типа к числу основных источников прироста запасов благородных металлов и кристалического графита в России XXI века. Именно к таким объектам относится зона региональной графитизации Ханкайского террейна, которая протягивается в виде субмеридиальной полосы на многие километры сопредельных территорий Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР. На северном фланге этой полосы находятся Тамгинское и Тургеневскоеместорождения графита (Приморский край), на южном-месторождение Люмао (провинция Хэйлундзян).

Как известно, многие наукоемкие технологии, являющимися показателями уровня развитости промышленного производства передовых стран, немыслимы без использования графита. Немногочисленные российские предприятия, специализирующиеся на добыче графита, лишь в малой степени обеспечивают потребности страны в этом виде твердого минерального сырья. В связи с этим снова возник интерес к выявленным в прошлом крупным месторождении графита, в частности, Тургеневскому и Тамгинскому. Разведочными работами сороковых годов прошлого столетия они были отнесены к числу крупнейших в СССР источников кристаллического графита. И лишь в последние годы усилиями авторов [2,3] было установлено, что они одновременно являются аккумуляторами значительных запасов золота и платины. В большинстве своем благородные металлы (БМ) входят в виде кластеров в структуру графита на наноразмерном уровне. Многое в генезисе этих руд могло бы прояснить знание особенностей форм присутствия БМ в высокоуглеродистых породах китайского аналога наших объектов - крупнейшего в Азии графитоносного месторождения Люмао. В российской и китайской научной литературе оно освещено слабо, недостаточно полно охарактеризованы его минералогия и геохимия, отсутствуют сведения о наличие благороднометальной минерализации. С целью восполнить этот пробел

авторами в 2015 году были проведены совместные российско-китайские научно-исследовательские работы по оценке перспектив обнаружения БМ в пределах вышеупомянутого проявления графитоносной минерализации.

Специфика этой минерализации состоит в тесной связи с процессами региональной графитизации, проявившейся в породах серии Машань, испытавших метаморфизм в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации [4]. В геологическом строении месторождения участвуют гранитогнейсы, гранат-силлиманитовые сланцы, кристаллосланцы, графитовые сланцы, известково-силикатные породы, переслаивающиеся с гранулитами средне-основного состава. Углеродистые образования этой серии обогащены SiO2, Fe2O3, FeO, P2O5, а также Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, РЗЭ, Ni, Cu, Sc, V, Cr, Rb, Co. Для изученных пород характерны высокие содержания алюминия и калия, низкие – натрия, кальция. Отличительной чертой этих пород являются повышенные концентрации углерода (до 31,7 мас%). По данным атомно-абсорбционной спектрометрии в проанализированных пробах содержание золота оказалось на уровне 0,12-0,15 г/т. Близкие значения получены с применением нейтронно-активационного анализа.

Рудная минерализация, ассоциирующая с графитом, характеризуется сложным полиминеральным составом и разнообразием форм распределения благородных металлов в виде самородных элементов, твердых растворов. Самородное золото чаще всего представлено частицами неправильных очертаний (рис. 1).

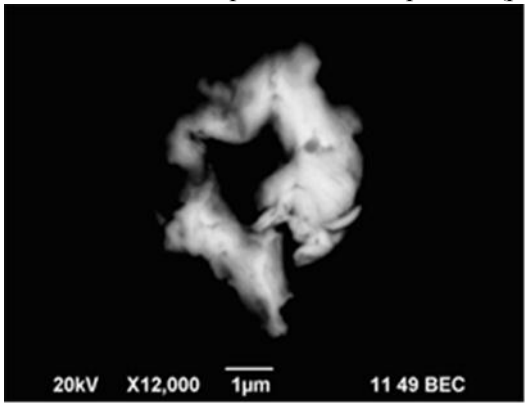


Рис. 1. Изображение медистой золотины (СЭМ)

Диапазон гранулометрической шкалы этих обособлений невелик (1-10 мкм). По химическому составу они подразделяются на две группы: серебристую и медистую. Первая из них объединяет золотины с постоянной примесью серебра от 0,1 до 51,9 %. Иногда в них отмечается присутствие меди (0,9-1,3%). Вторая группа включает обособления трехкомпонентных твердых растворов золото-серебро-медь. Концентрация серебра в них не превышает 8,3%, а уровень содержания меди варьирует в пределах от 0,9 до 29,6%.

В зафиксированных зернах твердого раствора на основе платины содержание

железа и меди колеблется в диапазоне, соответственно (%): 8,7-10,9 и 1,4-1,5. Размеры этих комковидно и удлиненно неправильных зерен (рис. 2) обычно не превышают 2-3 мкм.

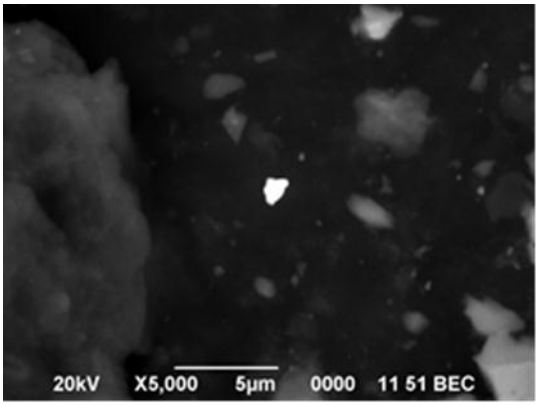


Рис. 2. Зерно платины в силикатно-графитистой матрице (СЭМ)

Самородное серебро обнаружено в виде округлых частиц размером от 3 до 15 мкм. В некоторых из них присутствует медь (0,4-0,5%).

Выявленные минералы благородных металлов ассоциируют с самородными элементами (никелем, железом), сульфидами (пиритом, галенитом), а также баритом, рутилом, монацитом, ксенотимом, хромферидом, уранинитом. Наряду с ними довольно редко встречаются тонкие минеральные фазы, содержащие вольфрам, ртуть, олово, медь, цинк, стронций и др.

Таким образом, в графитоносных породах месторождения Люмао авторами впервые обнаружены повышенные концентрации таких индикаторных элементов, как золото и платина. Минерагенический анализ высокоуглеродистых образований сопредельных территорий юга Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР позволяет достаточно обосновано объединить площади рудолокализации месторождений Тамгинское, Тургеневское и Люмао в единую благороднометально-графитоносную провинцию. Хотя этот вывод и носит предварительный характер, тем не менее, он определяет направление наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00148.

Литература:

1.Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Доклады Академии наук. 2004. Т.397 № 4. С. 524-529.

2.Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Благородные металлы в высокоуглеродистых породах Ханкайского террейна, Приморье // Тихоокеанская геология. 2007. Т.26 № 1. С. 70-80.

3.Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Углеродизация и геохимическая специализация графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия, 2010. №2. С. 115-125.

4. Jiang Jisheng. Regional metamorphism and evolution of Mashan khondalite series // Acta Petrologica et mineralogica, Vol.11. №2. 1992. Pp. 97-110.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В РЕСПУБЛИКЕ УЗБЕКИСТАН

Холиков А.Б.

ГУ Госкомгеологии Республики Узбекистан, г. Ташкент

Направлении металлов платиновой группы (Ru, Rh, Pd, Os, Ir и Pt) (МПГ) для Республики Узбекистан является не традиционным, так как в пределах республики отсутствуют их месторождении.

На сегоднешный день появились новые требовании к кондициям, на отдельные элементы резко увеличился мировой спрос, появились современные методы аналитических исследований, существенно расширились и возможности аналитической базы и др. Геологические научно-исследовательские работы последних лет указывают на то, что в Узбекистане имеются вполне обоснованные перспективы выявления МПГ.

В целом, по мнению большинства исследователей, оруденение МПГ делятся на традиционные: постмагматические (Тебинбулак, Тескудук-Ченгельды, Сентябсай и др.); ликвационные (Бельтауское) и нетрадиционные: гидротермальные (Мурунтау, Бесапантау, Рудное, Песчаное, Космоначи, Актепа и др.); вулканогенные (Кочбулак); контактово-пневматолитовые (Курутегерик).

К примеру: аналогично Бушвельдскому комплексу основных и ультраосновных массивов палеозоя, практическое значение в Республике Узбекистан могут представлять Тебинбулакское титаномагнетитовое и Тасказганское графитовое сульфидно-медно-никелевое месторождения. Эти объекты известны в качестве аналога качканарского и норильского типов, соответственно.

Имеются данные о попутном извлечении палладия при рафинировании золота на ГП «Навоийский ГМК» и осмия при переработке медных руд на ОАО «Алмалыкский ГМК».

Основные причины, что до сих пор в Узбекистане не выявлены промышленные месторождения МПГ связаны:

- с низкими содержаниями МПГ в специализированных магматических и гидротермальных промышленных типах и отсутствие россыпи;
- со слабой аналитической базой в республике;
- отсутствием специализированных детальных исследований;

- проведенных исследованиях часто не выделены перспективные площади и не приведены масштабы необходимых исследований, а также возможный потенциал (металлогенический потенциал – P_3, прогнозные ресурсы);

- отсутствием генеральных ревизий уже известных и добываемых в настоящее время месторождений;

- недостаточным изучением специализации мафит-ультрамафитовых образований (исследования проводились до 90-х годов прошлого века).

Месторождения МПГ, аналогичные мировым, такие как Бушвельд, Талнахское, Октябрьское и Норильск-I, Садбери, Стиллуотер, в Узбекистане в настоящее время не выявлены. Однако, имеется ряд объектов с повышенными содержаниями МПГ, сходных с вышеупомянутыми месторождениями по отдельным характеристикам (региональные – магматические, структурные, металлогенические, литолого-стратиграфические и локальные – размер, форма, контакты, глубина становления, внутреннее строение, состав, текстуры, степень дифференцированности интрузивов и др.).

Последнее годы произошли кардинальные изменения в обеспеченности Госкомгеологии современной лабораторной и аналитической базой.

Поэтому на сегодняшный день появилось возможность пересмотра на основе имеющихся данных все месторождения и рудопроявления традиционных и нетрадиционных типов на предмет возможности открытия месторождения платиноидов.

В настоящее время начаты научно-исследовательские работы ревизионного характера по изучению МПГ.

Таким образом, для увеличения минерально-сырьевой базы драгоценных металлов первоочередными задачами являются:

- проведение генеральных ревизий уже известных и разрабатываемых в настоящее время месторождений на МПГ;

- изучение специализации мафит-ультрамафитовых образований на МПГ;

- полный переход на высокочувствительные анализы с целью получения более достоверного прогноза по перспективным площадям.

ГЕОДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

КИМБЕРЛИТОВАЯ БРЕКЧИЯ ТРУБКИ ДАБАН (ЯКУТСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Алтухова З.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Трубка Дабан выполнена брекчией, особенностью которой является неравномерное распределение ксенолитов осадочных пород и высокое содержание обломков серпентинита, с различной степенью растворения. Содержание ксенолитов осадочных пород варьирует от 5 – 10, на отдельных участках до 35 об. %. Нередко ксенолиты размером 0,6 – 1,2 см распределяются по контуру мелкозернистых участков карбонат-серпентинового состава размером 5,0х2,7 см (рис. 1).

Различная степень растворения серпентинита определяет неоднородную текстуру породы. Реликты темно-зеленого, зеленовато-желтого серпентинита овальной формы размером 1,5 – 2,0 х 3,0 – 4,5 см с высоким содержанием рудных минералов отмечаются в виде скоплений – 7,2 – 8,0х8,0 см. Отмечаются редкие зерна граната размером 1,0х0,7 см и более мелкие (0,3 см) в сплошной келифитовой кайме, а также крупные зерна ильменита (1,2х0,7; 0,6х0,4 см). Нередко зерно серпентина (1,0х0,7 см) ассоциирует с ильменитом (1,5х0,6 см).

Под микроскопом кимберлит-цемент с высоким содержанием зерен серпентина. Структура призматически-зернистая вследствие распространения пластинок флогопита (0,2 – 0,5 см), которые нередко образуют скопления, расположенные в непосредственной близости друг от друга, либо отделенными узкими прожилками основной массы. Порфировые выделения серпентина размером 0,3 – 0,6 см нередко со следами растворения по периферии, частично замещены мелкозернисты карбонатом с чешуйками флогопита. Короткие чешуйки слюды располагаются по периферии продольных прожилков серпентина, пересекающих вкрапленники.

В карбонатизированной брекчии выделяются включения мелкопластинчатого слюдита размером 3х2; 4,5х3,5 см с высоким содержанием мелких зерен рудных минералов, заметны мелкие (0,2 мм) пластинки флогопита. Редко отмечаются ксеноморфные зерна (0,3х0,1см) ильменита. Вокруг макрокрист серпентина (0,6х0,5см) располагаются короткие тонкие (0,3 – 0,5х0,1мм) карбонатные прожилки. В виде прожилков (0,2 – 1,0 мм) прослеживаются скопления

ксеноморфных рудных минералов. Серпентин вкрапленников. частично замещают зерна опала овальной формы размером 0,3 – 0,5 см.

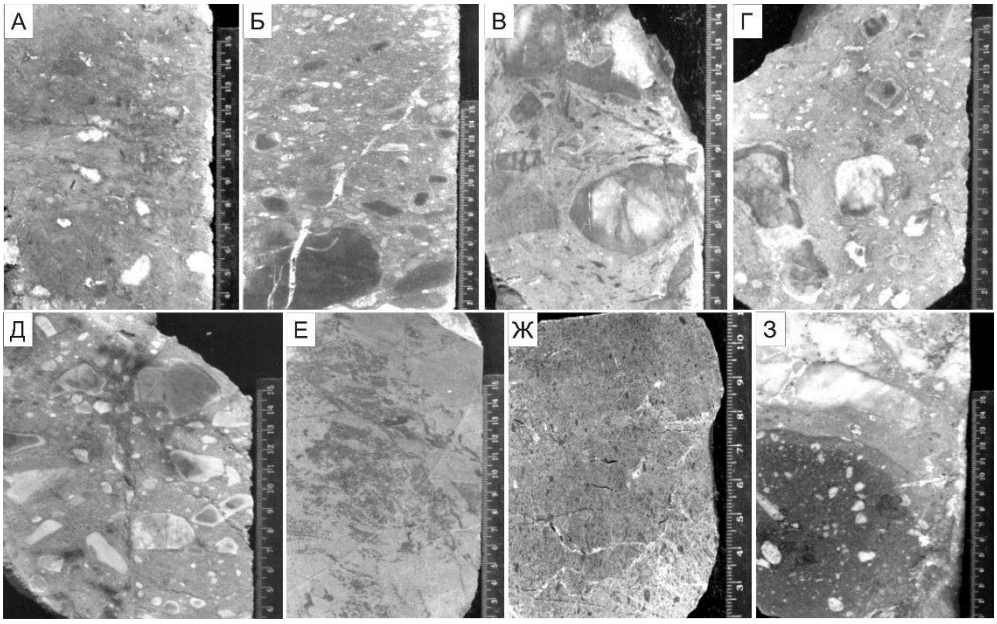


Рис. 1. Текстурно-структурные особенности кимберлитовых брекчий трубки Дабан
А – кимберлитовая брекчия с мелкими ксенолитами осадочных пород (7 об. %), участки скоплений макрокрист и вкрапленников темно-серого серпентина (гл. 132,9 м); Б – кимберлит с реликтом частично растворенного серпентинита; В – кимберлитовая брекчия, частично растворенные ксенолиты карбонатных пород окружены темно-серой микрозернистой оболочкой, макрокристы серпентина отмечаются в виде участков (гл. 138,9 м); Г – кимберлитовая брекчия с ксенолитами карбонатных пород, характерно кучное распределение макрокрист темно-серого серпентина; Д – участок кимберлитовой брекчии с высоким содержанием ксенолитов осадочных пород и макрокрист темно-серого серпентина, выделяются участки мелкозернистого карбоната (гл. 152,8 м); Е – порода с высоким содержанием (30 об. %) макрокрист серпентина вследствие растворения серпентинита (гл. 157,8 м); Ж – порфировый кимберлит буровато-серого цвета, макрокристы и вкрапленники серпентина – 50 об. % (гл. 215,4 м); З – в кимберлитовой брекчии выделяется включение порфирового кимберлита овальной формы и частично растворенный ксенолит карбонатной породы в верхней части фотографии (гл. 224,0 м).

В основной массе распространены мелкие (0,2 – 0,5 мм) пластинки флогопита, отмечаются частично растворенные зерна (0,5 – 0,7 см) ильменита, нередко замещенные гематитом, а также мелкие (0,1 – 0,3 мм) зерна магнетита, ферришпинелей, перовскита, образующих скопления размером 0,5 – 0,7 см.

Таким образом, кимберлит-цемент брекчии трубки Дабан серпентин-флогопитового состава с высоким содержанием мелких зерен рудных минералов. Вследствие распространения более позднего карбоната преобладают участки карбонат-серпентин-флогопитового состава с неравномерным распределением мелких зерен магнетита и ферришпинелей.

КИМБЕРЛИТОВАЯ БРЕКЧИЯ ТРУБКИ АПРЕЛЬСКАЯ (ЯКУТСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Алтухова З.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Трубка Апрельская выполнена кимберлитовой брекчией серого цвета, с неравномерным распределением ксенолитов осадочных пород и реликтов растворенного в различной степени светло-зеленого серпентинита. Содержание ксенолитов осадочных пород с неровными контурами размером 3,0 – 3,3 х 5,5 – 6,0; 2,0х1,8; 1,2х1,5 см варьирует от 5,0 до 15 об. %. Среди ксенолитов нередки крупные обломки размером 8,5х5,0; 12х8 см. Вокруг ксенолитов часто располагается мелкопорфировая оболочка (1,0 – 1,5 см) светло-бурого цвета. На контакте с ксенолитом мелкозернистой карбонатной породы размером 2,5х2,0 см располагается участок карбонатизированного порфирового кимберлита с макрокристами крупнопластинчатого серпентина (0,6х0,4 см) желтовато-зеленоватого цвета.

В брекчии отмечаются включения серпентин-слюдистого состава размером 4,0х5,0 см и ленточно-пластинчатые серпентиниты (6,0х5,5 см) с прожилками мелкозернистого карбоната, которые часто карбонатизированы и частично хлоритизированы по периферии.

Неоднородную текстуру кимберлитовой брекчии определяют неравномерно растворенные серпентиниты и участки мелкозернистого матрикса. По периферии темно-серых волокнистых серпентинитов размером 8,0х2,2 см располагаются каемки зеленовато-серого мелкопластинчатого серпентина. Растворенные серпентиниты (6,8х5,8 см) светло-зеленого цвета представлены скоплением мега-макрокрист листовато-пластинчатого серпентина, с двупреломлением 0,012 – 0,015. В результате более полного растворения серпентинитов образуются мелкозернистые участки серпентинового состава и крупнозернистые размером 9,0х6,5 см карбонат-серпентинового состава с высоким содержанием рудных минералов.

На глубине 180,6 м. залегает пластинчато-ленточный серпентинит зеленовато-желтого цвета с высоким содержанием мелких зерен рудных минералов В его составе отмечаются участки скоплений пластинок флогопита. Короткие пластинки

слюды располагаются по периферии продольных прожилков серпентина, пересекающих вкрапленники.

В основной массе распространены мелкие (0,2 мм) пластинки флогопита, отмечаются частично растворенные зерна ильменита, (0,3 – 0,5 см), частично замещенные гематитом, а также мелкие (0,1 – 0,3 мм) зерна рудных минералов, образующих скопления размером 0,5 – 1,2 см.

Под микроскопом в породе серпентин-слюдистого состава с призматически-зернистой структурой вследствие распространения пластинок флогопита (03 – 05 см) отмечаются частично растворенные желтовато-бурые серпентиниты, структура среднезернистая. Зерна серпентина (0,3 – 0,6 см), расположены в непосредственной близости, либо отделены узкими прожилками основной массы или зерен карбоната.

В брекчии распространены зерна (0,7х0,3 см) и желваки (1,0 – 1,2 х 0,4 – 0,6 см) ильменита, нередко в ассоциации с карбонатизированным мелкозернистым серпентином светло-серого цвета размером 0,2х0,3 см.

Содержание мега- макрокрист желтовато-серого, темно-зеленого серпентина размером 2,5 – 3,0 х 3,0 – 3,5 см с высоким содержанием мелких (1мм) зерен рудного минерала варьирует от 5 до 15 – 20 об. %. Мега- макрокристы волокнисто-пластинчатого желтоватого серпентина размером 0,5 – 0,7 см часто образуют скопления (5,2х4,0 см). На глубине 215,7 м мегакристы серпентина (1,2х1,0 см) в центре карбонатизированы, по периферии располагается мелкопластинчатый серпентин с низким (0,004) двупреломлением.

Нередко в брекчии выделяются участки серпентина овальной формы размером 4,0х2,0; 0,7 – 1,0 х 0,9 – 1,2 см с каемками мелких (0,5 мм) зерен карбоната. Реликты крупнопластинчатого серпентина размером 0,7 – 1,0 см характеризуются высоким двупреломлением (0,015) и веерообразным погасанием. На участках распространения вытянутых пластинок флогопита структура призматически-зернистая.

Вкрапленники овальной формы размером 2,5 – 3,0 мм выполнены пластинчатым серпентином, двупреломление 0,009. По периферии вкрапленников располагается ксеноморфные зерна рудных минералов и мелкие (0,5 – 1,0 мм) пластинки флогопита в виде сплошной каймы. (0,3 см). Содержание вкрапленников серпентина размером 0,2 – 0,5 см в составе кимберлита-цемента (гл. 215,7 м) варьирует от 10 – 15 до 30 – 45 об. %.

Основная масса микролитовая серпентин-слюдистого состава с высоким содержанием ксеноморфных выделений рудных минералов, которые образуют скопления. Серпентин волокнисто-пластинчатый зеленоватого цвета (двупреломление 0,012) неравномерно замещен хлоритом. Отмечаются мелкие (0,2 – 0,5 мм) пластинки флогопита, на отдельных участках выделяются скопления ксеноморфных зерен карбоната. Акцессорный минерал представлен мелкими идиоморфными зернами апатита.

Необходимо заметить, что в разрезе скважин преобладает карбонатизированная кимберлитовая брекчия с нечетко выраженной порфировой структурой кимберлита-цемента карбонат-серпентин слюдистого состава и призматически-зернистым матриксом. Порфировые выделения серпентина размером 0,2 – 0,4 см, нередко со следами растворения по периферии, замещены мелкозернисты карбонатом с чешуйками флогопита. Их распределение неравномерное, часто в непосредственной близости располагаются два, три зерна серпентина. Отмечаются реликты интенсивно растворенных зерен ильменита размером 0,3 – 0,6 см.

Вторичный минерал представлен зернами опала овальной формы размером 0,3 – 0,5 см, который частично замещает центральные части более крупных зерен серпентина.

Основная масса карбонатного состава с неравномерным распределением ксеноморфных зерен рудного минерала, которые часто образуют скопления размером 0,7 – 1,0 см. Зерна перовскита размером 0,3 мм замещены в центре карбонатом. В карбонатизированном матриксе отмечаются неизмененные участки серпентин-слюдистого и слюдисто-карбонатного состава с высоким содержанием рудных минералов. Породу пересекают карбонатные прожилки (1 –3 мм), ориентированные в различных направлениях.

Выводы.

1. Трубка Апрельская выполнена кимберлитовой брекчией, в составе куоторой содержание ксенолитов осадочных пород варьирует от 5 до 15 об. %, кимберлит-цемент характеризуется неравномерным распределением макрокрист и вкрапленников желтовато-зеленого мелко- крупнопластинчатого серпентина.

2. В результате различной степени растворения серпентинита образуются участки с высоким содержанием его фрагментов: мега- макрокрист, вкрапленников, которые располагаются в непосредственной близости и мелкозернистых участков.

3. Для породы характерно присутствие в разрезе желваков, макрокрист ильменита с различной степенью растворения.

4. Характерна высокая степень карбонатизации породы.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ АЛМАЗОНОСНОСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: КОРЕННЫЕ И РОССЫПНЫЕ ПРИЗНАКИ

Афанасьев В.П.

Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Проявления докембрийской, преимущественно протерозойской, алмазоносности установлены для многих регионов мира [3, 6]. При этом

количество известных коренных источников алмазов докембрийского возраста достаточно ограничено. Это связано главным образом с перекрытием древних коренных алмазоносных пород более молодыми осадками, а также с возможно сильной измененностью пород, большой величиной эрозионного среза, необычным составом пород и т.д. Более широко представлены докембрийские россыпи [6]. Однако необходимо учитывать, что после размыва этих россыпей алмазы могут попадать в более молодые осадки разного возраста, вплоть до современных. Поэтому реально оценить масштабы докембрийской алмазоносности на сегодняшний день не представляется возможным.

Впервые специальное рассмотрение общих проблем докембрийской алмазоносности было осуществлено М.П.Метелкиной с соавторами [4]. Ими выведен комплекс признаков «древности» на основе морфологических особенностей, форм и степени экзогенных изменений, тяготения к выступам докембрийского фундамента, характеризующщего происхождение алмазов из докембрийских россыпей. Этим комплексом признаков «древности» впервые была обозначена специфичность докембрийских алмазов и докембрийской алмазоносности.

Наши исследования дали возможность уточнить и расширить этот комплекс. Использование классификации Ю.Л. Орлова при описании алмазов позволило выделить в россыпях Сибирской платформы группы алмазов, полностью отсутствующие в фанерозойских кимберлитах (V – VII разновидность), или содержащиеся в них в несопоставимо меньших количествах, чем в россыпях (II разновидность, скрытоламинарные ромбододекаэдроиды I разновидности). Это обстоятельство, а также ряд необычных минералогических особенностей данных разновидностей алмазов, тяготение максимумов их распределения в россыпях к выступам докембрийского фундамента (Анабарский щит, Оленекское, Уджинское поднятия, погребенный в мезозое Нижнеленский выступ) позволили нам предполагать поступление данных алмазов из размытых в пределах поднятий протерозойских прибрежно-морских отложений [1].

Мы полагаем, что к настоящему времени сформировался концептуальный и феноменологический базис для оценки перспектив докембрийской алмазоносности Сибирской платформы на новом уровне, с учетом последних данных по минералогии алмазов и особенностям алмазоносности Сибирской платформы, а также с учетом таких данных по другим алмазоносным регионам.

Россыпные предпосылки докембрийской алмазоносности представлены наиболее широко. Одна из главных – присутствие в россыпях платформы типов алмазов, не характерных для фанерозойских коренных источников, что заставляет предполагать для них иные типы источников другого (докембрийского) возраста. Нами подтвержден и значительно доработан признак, связанный с механическим износом алмазов. Показано феноменологически и экспериментально, что диапазон степени механического износа потенциально докембрийских алмазов из россыпей

очень широк – от практически полного отсутствия (не фиксируется визуально) до полной овализации. Причины такой разницы связаны с различиями условий докембрийского россыпеобразования. Большинство проявлений докембрийской россыпной алмазоносности связано с прибрежно-морскими обстановками; по нашим исследованиям именно в прибрежно-морских обстановках алмазы могут приобретать заметные и предельные признаки износа [7]. В россыпях, достоверно формирующихся от фанерозойских кимберлитов, степень износа алмазов никогда не превышает слабую или чаще износ не фиксируется вовсе. Это связано с различиями среды россыпеобразования: в докембрии большинство россыпей формировалось на жестком ложе, тогда как в фанерозое – на мягком ложе карбонатных пород.

Коренные предпосылки докембрийской алмазоносности связаны с наличием алмазоносных лампроитов рифейского возраста в Восточном Саяне (Ингашинское поле) [5], содержащих алмазы ромбододекаэдрического габитуса, характерные для докембрийских источников. Это является прямым свидетельством существования докембрийской эпохи алмазоносности на Сибирской платформе. Ее масштабы невозможно оценить, т.к. основная часть Сибирской платформы в настоящее время закрыта фанерозойским чехлом, но по россыпным предпосылкам эта эпоха была весьма продуктивной.

Исследования алмазов из северных россыпей дают основание предполагать их происхождение из разных типов коренных источников, в том числе некимберлитовых.

Есть основания предполагать для докембрийской эпохи алмазоносности Сибирской платформы по меньшей мере три типа коренных источников алмазов.

1. Лампроиты с характерными для этих пород минералогическими, петрохимическими и др. признаками, содержащие полигенную смесь алмазов с переменным соотношением изотопически «тяжелых» и «легких» кристаллов; их специфика по сравнению с фанерозойскими кимберлитами состоит в повышенном содержании скрытоламинарных ромбододекаэдроидов и повышенной доле среди них алмазов эклогитовых парагенезисов. Лампроиты Ингашинского поля являются представителями данного типа докембрийских источников алмазов.

2. Неизвестный тип источника, несущий моногенный комплекс алмазов V – VII разновидности. В соответствии с облегченным или легким составом углерода парагенетическую принадлежность этих алмазов можно определить как эклогитовую. Характер породы-транспортера алмазов предполагать затруднительно, т.к. минералы-индикаторы этих пород могли быть уничтожены полностью в процессах докембрийского прибрежно-морского россыпеобразования и последующих физико-химических изменений.

3. Неизвестный тип источника, несущий моногенный комплекс алмазов II разновидности с облегченным изотопным составом. Как и для предыдущей

разновидности алмазов, тип породы-транспортера определить затруднительно, не выявлены также и индикаторные минералы этих пород.

Анализ предпосылок докембрийской алмазоносности Сибирской платформы позволяет выделить ряд специфических ее черт в сравнении с фанерозойской:

1 – разнообразие типов коренных источников алмазов (кимберлиты/лампроиты, экзотические источники вероятно нескольких типов), тогда как в фанерозое – только кимберлиты;

2 – повышенная (для лампроитов) или абсолютная (для неизвестных источников, в частности для источников алмазов V – VII, II разновидностей) доля алмазов эклогитовых парагенезисов, тогда как в фанерозойских кимберлитах резко доминируют алмазы ультраосновных парагенезисов, и лишь триасовая трубка Дьянга содержит повышенное количество алмазов эклогитовых парагенезисов [8];

3 – повышенная, до абсолютной, доля изотопически легких алмазов в некоторых типах источников, главным образом отнесенных к категории неизвестных, тогда как в фанерозойских кимберлитах платформы резко преобладают изотопически тяжелые алмазы;

4 – моногенный и весьма специфический комплекс алмазов из некоторых, отнесенных к категории неизвестных, типов источников, а также повышенная, возможно преобладающая доля округлых алмазов в источниках типа лампроитов; в то же время фанерозойские кимберлиты несут полигенную смесь алмазов с преобладанием кристаллов октаэдрического и переходного габитусов с ламинарным строением граней.

Таким образом, специфика докембрийской алмазоносности в нашем понимании выглядит значительно шире и разнообразнее, чем это было представлено в работе [4]. По нашему убеждению, только на основе признания существования докембрийской эпохи алмазоносности и участия ее алмазов в формировании фанерозойских россыпей можно объяснить происхождение россыпей северо-востока Сибирской платформы. При этом выделение в общем комплексе алмазов специфически кимберлитовых позволяет с высокой степенью надежности прогнозировать здесь среднепалеозойские продуктивные кимберлиты. За потенциально докембрийскими алмазами экзотических типов следует оставить перспективы только россыпной алмазоносности, так как их коренные источники невозможно прогнозировать из-за незнания индикационных характеристик, тем более найти под покровом нижнепалеозойских карбонатных пород.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., А.В.Герасимчук, Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. т. 52. №3. С. 335-353.

2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. - 2009. - № 2. - С. 1-13.

3. Константиновский А.А. Эпохи формирования алмазных россыпей в докембрии и фанерозое. – Литология и полезные ископаемые. 2003. №6. С.622-640.

4. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра. 1976. 134 с.

5. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Докембрийские лампроиты Присаянья. – Докл. АН. 1993. т.329. №3. С.328-331.

6. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – М.: Недра. 1967. 299с.

7. Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Wear of Diamond: An Experimental Study and Field Evidence // Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. - New Delhi: Springer India, 2013. - Vol. 1. - P. 317-321

8. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D.M.DeR., Anderson P.F.N., Barron K.M. Unusual upper mantle beneath Guaniamo, Guyana shield, Venezuela: evidence from diamond inclusions. – Geology, November 1998. 26.No.11.p.971-974.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГОМОЛОГИЧЕСКИХ ИДЕЙ В КРИСТАЛЛОГРАФИИ АЛМАЗА

Бескрованов В.В., Чепижный К.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск.

Правильную огранку среди октаэдров природного алмаза по данным визуального осмотра З.В. Бартошинского и М.А. Гневушева (1969) имеют не более 10 % образцов, а по результатам инструментального измерения Л.В. Зыкова и И.И. Шафрановского (1975) они практически не встречаются. Это подтверждают наши наблюдения больших партий кристаллов из кимберлитовых трубок [1]. Это диктует необходимость поиска новых подходов, позволяющих описывать реальную форму кристаллов алмаза.

Перспективы расширения проективных соотношений между геометрическими образами указал 1907 г. Е.С. Федоров: симметрия → гомология → корреляция → проективность, где каждая предыдущая ступень служит частным случаем последующей [2]. Учение о гомологии кристаллов развил В.И. Михеев [3]. В гомологичных фигурах соответственные элементы однородны, но не обязательно равны. В гомологии используются системы с точкой симметрии в качестве исходного элемента и 3 их совокупности: примы, секунды и терции [2], что соответствует в теории о симметрии геометрической точке, оси и плоскости симметрии, а также трехмерному пространству. Здесь оси симметрии переходят в примы точек симметрии (оси гомологии), а плоскости симметрии — в примы линий симметрии (плоскости гомологии). Результатом действия оси гомологии является суммарный эффект: ось симметрии + деформация. При ее действии

векторы точек симметрии опишут множество взаимно параллельных плоскостей, общая нормаль которых образует с осью угол гомологичности. При этом каждая точка заданной фигуры описывает, в общем случае, эллипс. Результат действия оси гомологии G_i — косой элиптический поворот, что равноценно вращению вокруг оси симметрии L_i, + однородная деформация или $G_i = L_i$ + деформация [3].

Плоскость гомологии является примой линий симметрии, проектирующие лучи которых образуют с нормалью к плоскости угол гомологичности α (при $\alpha = 0$ плоскость гомологии П превращается в плоскость симметрии Р). Действие П равноценно работе плоскости косого отражения: П = Р + деформация.

Элементами гомологии, по В.И. Михееву [3], служат плоскости гомологии, простые и сложные оси (сопряженные с ними плоскости вращения ПВ) гомологии, нормали к плоскостям вращения N ПВ и центр инверсии. Оси симметрии заменены совокупностями первой ступени — примами. Совокупностями второй ступени — секундами — служат плоскости симметрии, они же являются примами линий симметрии. Терции — трехмерное пространство, являются секундами линий и примами плоскостей симметрии.

Р.Ж. Гаюи показал, как при направленной укладке блоков одна форма кристалла закономерно преобразуется в другую, например куб в ромбододекаэдр. Е.С. Федоров сформулировал закон кристаллографических пределов, согласно которому изменять свою форму кристаллы могут путем направленного воздействия однородных деформаций (рис. 1, а). Однако он не указал причины появления однородных деформаций. Устранить это упущение предпринял попытку К.И. Чепижный [4, 5]. Он предположил, что эти деформации осуществляют ростовые вицинали, которые при выходе на грани образуют бугорки, форма которых отражает симметрию грани. На (100) вицинальные бугорки образуют тетрагональную пирамиду, каждая гранка которой, в свою очередь, усложнена четырьмя перекрывающимися субгранями. Вицинали растягивают вершины пирамид относительно кубического основания (О′′ — О′′), как это показано на рис. 1, б. В процессе растяжения вершины вицинальных бугорков занимают последовательно положение t_1 затем t, из которых первое соответствует вицинальному (округлому) кубу, а второе — ромбододекаэдру. Наряду с положительными вициналями в кристаллах равноправны их отрицательные аналоги, которые осуществляют деформацию сжатия. Отрицательные вицинали путем деформации образуют по серединам каждой грани впадины типа О′′ — t_2— О′′′ относительно неподвижных граней О′′ — О′′′. В результате плоскогранный кубический кристалл преобразуется в скелетный куб (рис. 1, в). Значение имеет величина и направление деформации.

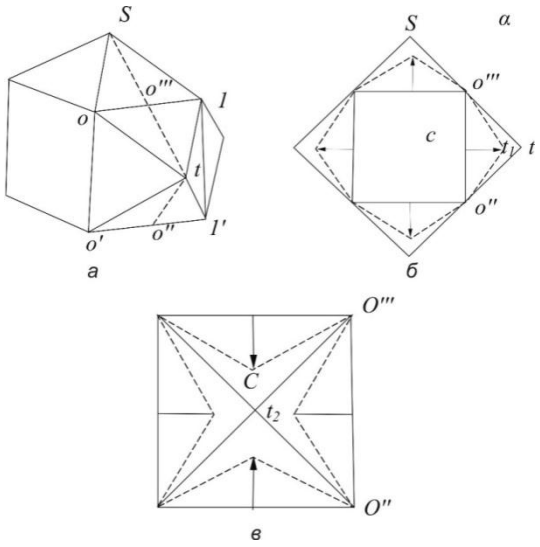


Рис. 1. а — преобразование куба в ромбододекаэдр помощью деформации по Е.С. Федорову с; б — схема деформационного преобразования; в — схема деформационного преобразования плоскогранного куба в скелетный.

В качестве однородных деформаций Е.С. Федоров рассматривал сдвиги и растяжения. В нашей попытке описания кристаллов алмаза мы упростили задачу, ограничившись узким классом почти изометричных и квазисимметричных кристаллов, для описания которых операция сдвига не потребовалась. В более общем случае она будет необходима [6].

В качестве исходного (стартового) многогранника используем прима-куб (рис. 2, а). При росте на каждой его грани генерируется по одной вицинали, проявляющейся деформацией растяжения (рис. 2, в). В результате деформации прима-куб изменяет свою форму с плоскогранной на выпуклую (рис. 2, б). При дальнейшем растяжении округлый прима-куб превращается сначала в округлый прима-ромбододекаэдр (рис. 2, в), а затем в его плоскогранный аналог (рис. 2, г) с угловыми параметрами граней 108° и 72°. Отметим, что указанные углы соответствуют значениям углов большой золотой грани Пенроуза. Результатом последовательного растяжения стартового прима-куба явилось образование непрерывного гомологического ряда более сложных геометрических образов, имеющих соответствие в виде квазисимметричных кристаллов.

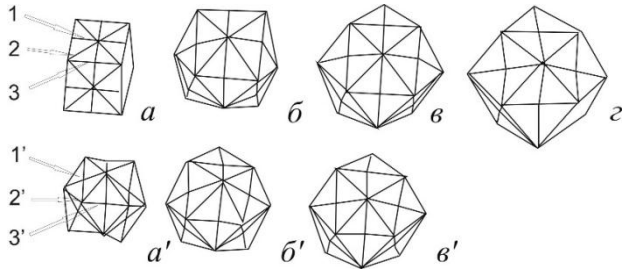


Рис. 2. Гомологические ряды фигур вицинального роста алмаза
Верхний ряд — стадии развития прима-куба: а — исходный прима-куб; б — округлый прима-куб; в — округлый прима-ромбододекаэдр; г — прима-ромбододекаэдр. Нижний ряд — результат однородной деформации сжатия фигур верхнего ряда: а′, б′, в′ — вицинальные прима-октаэдры.ромбододекаэдра, б′ — вершинник прима октаэдра.

Для осуществления деформационного сжатия используем отрицательные вицинали. Подвергая сжатию каждую квазисимметричную фигуру, получим нижний гомологический ряд, составленный фигурами их деформированных аналогов (рис. 2,а′,б′,в′). Сжатие в точках 1 и 3 преобразует стартовый прима-куб в вицинальный прима-октаэдр (рис. 2, а′). Подобным же образом округлый прима-куб (рис. 2, б) преобразуется в вицинальный прима-октаэдр (рис. 2, б′), отличающийся от предыдущего. Округлый прима-ромбододекаэдр при деформации сжатия переходит в вогнутый вицинальный прима-октаэдр (рис. 2,в) с прогибами на месте ромбических граней.

Конечные результаты деформационного действия положительных и отрицательных вициналей взаимно противоположны. Следовательно каждое из проделанных преобразований над прима-кубом и его геометрическими гомологами взаимно обратимы. С помощью растяжения фигуры нижнего гомолологического ряда закономерно преобразуются в соответствующие им геометрические образы верхнего ряда.

Литература:

1. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. М.: Наука, 1992. 167 с.

2. Федоров Е.С. Новая геометрия как основа черчения. СПб. 1907. 135 с.

3. Михеев В.И. Гомология кристаллов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 208 с.

4. Чепижный К.И. Блочная надатомная структура природных кристаллов кварца// Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. N 5. С. 1211-1213.

5. Усупаев Ш.Э., Чепижный К.И. Кварц в лессах Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-воИлим. 1991. 286 с.

6. Beskrovanov V.V., Chepizhnyi K.I. Simmetry distortion in Yakutian diamonds// Twelfth European Crystallographic Meeting (Moscow, August 20-29, 1989): Collected Abstracts, Vol. 1. Moscow. 1989, P. 47.

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ВОЛОКНИСТОЙ СТРУКТУРЫ КУБИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА

Бескрованов В.В., Чепижный К.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В кубических кристаллах природного алмаза минералогических разновидностей I (бесцветные, прозрачные), II (желтые) и III (серые) разными исследователями выявлена характерная волокнистая (фибриллярная) структура (рис.1). Ее можно наблюдать в целых кристаллах и более детально в плоскопараллельных пластинах. Структура образована пучками тонких волокон, развивающихся из генетического центра кристалла в направлении [111] к вершинам куба. Из шести возможных в пластинах по (100) и (110) наблюдаются четыре луча, каждый из которых составлен серией волокон (фибрилл). Между лучами проявляется картина, похожая на рисунок "татами" в алмазах типа IIa. В.П. Мартовицкий с помощью рентгеновской топографии установил, что волокна [111], группируются в плоские слои по (110).

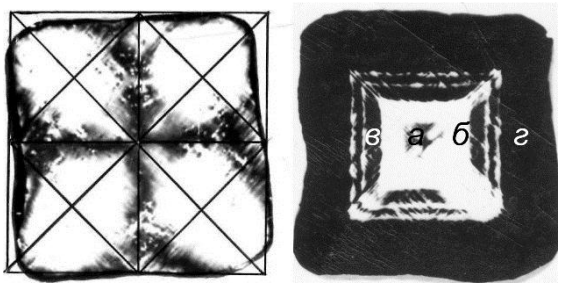


Рис. 1. Алмазная пластина по (100) минералогической разновидности II, кимберлитовая трубка Удачная
а — характер погасания в осевом сечении прима-куба алмаза, скрещенные поляроиды. ×13. Прима-линиями показан характер квантования на субкубы (блоки). б — проходящий монохроматический УФ-свет $\lambda = 290$ нм.

В попытке внести ясность в вопрос о природе волокнистой структуры мы привлекли гипотезу К.И. Чепижного [1 – 4], основанную на гомологических принципах, согласно которой: а) все реальные кристаллы имеют блочную структуру: б) каждое ребро реального монокристала состоит из множества приближенно параллельных вискерсов; в) в вискерсах имеются микроканалы — антивискерсы, по которым при росте циркулирует среда; г) в росте кристаллов участвует кроме слоев его поверхности также и весь его объем.

Реальный прима-куб алмаза квантуется на восемь мелких прима-субкубов. Его блочное строение можно наблюдать под микроскопом в поляризованном свете. Границы между четырьмя субкубами на топограмме двупреломления алмазной пластины проявляется затемненными полосами напряжений (рис. 1). Каждая из шести граней прима-куба усложнена четырьмя перекрывающимися субгранями вицинальной тетрагональной пирамиды. Аналогичное усложнение имеют и грани каждого из прима-субкубов. Каждая фибрилла волокнистой структуры, наблюдаемой на рисунке, представляет собой нитевидный кристалл — вискерс, с которыми отождествляется ребро реального кристалла и составляющих его блоков. На рис. 2 дана схема объемного квантования вискерсами прима-куба на алмазные блоки. Вискерсы обозначены линиями и образованы границами между блоками разного порядка. Каждая линия в пределах чертежа может быть продолжена в обе стороны как это показано на рисунке 2,б. Линии (вискерсы), нанесенные на сечения прима-кубов, разбивают их на блоки (кристаллы) различной фомы. Темным цветом на рисунке выделена система блоков, образующих кубический вершинник алмаза.

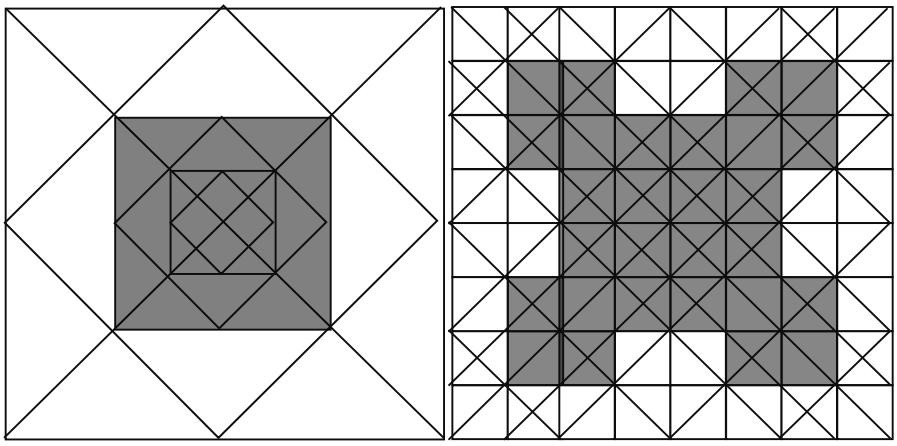


Рис. 2. Вискерсное строение прима-куба алмаза
а — схема разбиения объема кристалла вискерсами различной ориентации. б — схема разбиения вискерсами путем их удлинения.

С помощью однородной деформации кубический кристалл можно трансформировать в ромбододекаэдр (см. рис. 1, а и б в [4]). О реальности такого минералогического события в природе свидетельствует ромбододекаэдр из трубки Мир, в котором нами обнаружено ядро кубической формы [4]. Он является квазисимметричным прима-ромбододекаэдром, а его ядро — прима-кубом с усложнением каждой грани крупной вициналью. При разрастании вициналей, каждая из которых, представляет собой тетрагональную пирамиду, кубический кристалл последовательно сменяет свою форму сначала на округлую, а затем на плоскогранную ромбододекаэдрическую.

Прима-ромбододекаэдр не является конечным этапом эволюции индивидов алмаза подобного сорта. На каждой его ромбической грани имеется по вицинали, разрастающейся со временем с образованием прима-тетраэдра, а прима-ромбододекаэдр при этом преобразуется в форму, геометрический образ которой именуется прима-стелла октангулой. В работе [1, 3] показано, что при дальнейшем росте развиваются, главным образом, восемь прима-тетраэдров из имеющихся двенадцати и кристалломорфологическая эволюция завершается образованием нового прима-куба.

Среди природных алмазов встречаются кубические индивиды со сложной, анатомией, как у образца разновидности III из трубки Удачная (рис. 3). При изучении под микроскопом, а также на топограммах двупреломления и фотолюминесценции установлено, его ядро соответствует кубооктаэдру с прогибом на месте кубических граней.

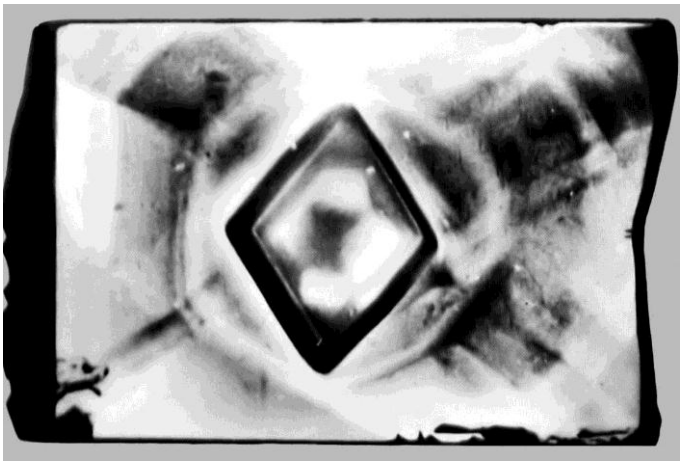


Рис. 3. Алмазная пластина, вырезанная из кубического кристалла разновидности III, кимберлитовая трубка Удачная.
Топограммы поглощения монохроматического УФ света λ=290 нм.

Далее образец приобрел форму плоскогранного октаэдра с секториальной неоднородностью типа "мальтийский крест". Затем его форма трансформировалась из октаэдрической в округлую, со слабо выраженными {100} и {111}. Позднее эти грани становятся отчетливее и их рост фиксируют пирамиды их нарастания <100> и <111>, а также широкие пучки параллельных волокон [111]. Внутри пирамид устанавливается зональность по кубу и по октаэдру соответственно. Кристаллы с подобной анатомией описаны также Ю.П. Солодовой с соавторами (1974).

Врамках онтогенического подхода здесь наблюдается эволюционная схема прима-кубооктаэдр с прогибом на месте {100} → прима-октаэдр → округлый октаэдр со слабо выраженными {100} и {111} → прима-куб. Наблюдаемая

кристалломорфологическая эволюция близка к теоретически рассчитанной на рис. 1 и 2 в [4] и отличается тем, что рассчитаны переходы прима-куб → прима-ромбододекаэдр, а наблюдались в кристалле прима-куб → прима-октаэдр.

Литература:

1. Чепижный К.И. Блочная надатомная структура природных кристаллов кварца // Докл. АНСССР. 1988. Т. 298. N. 5. С. 1211-1213.

2. Beskrovanov V.V., Chepizhnyi K.I. Simmetry distortion in Yakutian diamonds // Twelfth European Crystallographic Meeting (Moscow, August 20-29, 1989): Collected Abstracts. Vol. 1. Moscow. 1989. P. 47.

3. Усупаев Ш.Э., Чепижный К.И. Кварц в лессах Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во Илим. 1991. 286 с.

4. Бескрованов В.В., Чепижный К.И. Использование гомологических идеи в кристаллографии алмаза. В настоящем сборнике.

5. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. М.: Наука. 1992. 167 с. 2-е изд., доп. Новосибирск: Наука. 2000. 167 с.

РОССЫПИ АЛМАЗОВ И КИМБЕРЛИТЫ БАССЕЙНА Р. РУЗВЕЛЬТА (ШТАТ РОНДОНИЯ, БРАЗИЛИЯ)

Граханов С.А.[1], Егоров К.Н.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В 2011 г автор принимал участие в экспертной оценке коренной и россыпной алмазоносности бассейна р. Рузвельта (правый приток р. Мадейра, крупного притока Амазонки). Данный район известен невысокими концентрациями алмазов в аллювиальных четвертичных отложениях. В прошлом веке старательская алмазодобыча охватывала муниципалитеты Эспиган-д'Уэсти и Пимента-Буэну – бассейны рек Комеморасан, Рузвельт, Машадо и др. Район находится на восточном фланге древней платформы Гуапоре, которая осложнена среднепротерозойскими гранитами и разновозрастными кимберлитами. Платформенный чехол образован горизонтально залегающими терригенно-карбонатными породами формаций Фазенда-да-Каза-Бранка (C_2-P) и Пимента-Буэну (S-C_1), ледникового, аллювиального и эолового генезисов, которые сложены песчаниками, алевролитами и конгломератами. В конгломератах основания формации Фазенда-да-Каза-Бранка фиксируются минералы-индикаторы кимберлитов. В пределах долин широко развиты четвертичные отложения надпойменных террас, древних долин, русла и пойм.

Объект исследования находится на северо-западе Бразилии, в штате Рондония муниципалитета Пимента-Буэну, в 100 км восточнее г. Эспиган-д'Уэсти. В результате работ было установлено новое россыпное проявление алмазов в русле р. Рузвельта. По своим характеристикам кристаллы выделяются очень высоким

средним весом (более одного карата), хорошей сортированностью и высокой стоимостью. Сразу было замечено, что выявленная алмазоносность на р. Рузвельта появляется ниже открытого кимберлитового поля, расположенного на междуречье рр. Комеморасан и Рузвельта и группы тел Эсканто, которые находятся на левом склоне реки, в нескольких километрах выше выделенной россыпи. В ходе работ были изучены и опробованы некоторые кимберлитовые тела.

Поисковые работы на алмазы проводились в 1974-2006 гг компаниями DeBeersBrasilLtda. (DeBeers), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Rio Tinto, Santa Elina и Vaaldiam. К настоящему времени на данной территории выявлено 36 кимберлитовых трубок, даек и силлов. Практически все кимберлитовые тела найдены в ходе заверки геофизических аномалий. Из них 26 кимберлитовых тел сконцентрированы в блоке в 500 км^2 (в которую входит кластер трубок Cosmos-Tumeleiro-Clara),простирающемся на 25 км с востока на запад и на 20 км с севера на юг и расположены в бассейнах рр. Рузвельта и Комеморасан в непосредственной близости от выявленной россыпи.Трубка Carolina изолирована от этого куста и расположена от него в 50 км на северо-запад.

Возраст кимберлитов остается дискуссионным. По предложенной модели геологамиVaaldiam Resources Ltd. (Vaaldiam) и учитывая возраст вмещающих и перекрывающих осадочных образований, можно сделать вывод, что кимберлиты формировались в четыре тектоно-магматических этапа: докембрийский, среднепалеозойский (?), верхнепалеозойский и мезозойский (рис. 1).

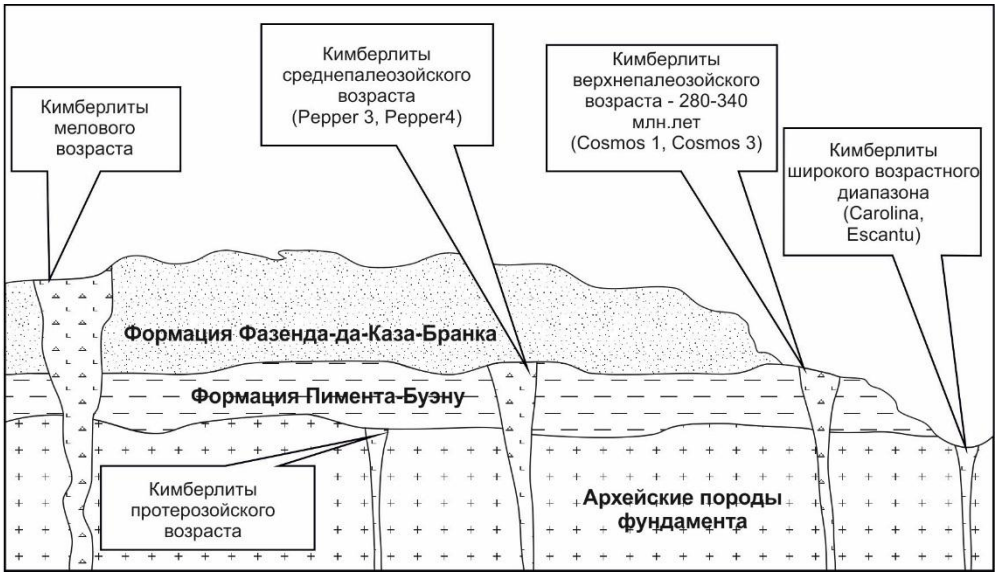


Рис. 1. Модель формирования кимберлитовых тел штата Рондония (по данным геологовVaaldiam Resources Ltd)

Размеры известных кимберлитов находятся в диапазоне от 0,4 до 17 гектаров. Мощность перекрывающих пород варьирует от 0,0 до 60 м.

В ходе работ было проведено опробование ручья, дренирующего кимберлитовые **трубки Энканту–1 и Энканту–2** и впадающего в р. Рузвельта чуть выше начала россыпи. Кимберлитовые тела находятся в днище ручья, который их активно размывает. Этот участок покрыт густой тропической растительностью и труднопроходим. В аллювии ручья установлен яркий ореол минералов-индикаторов кимберлитов. В шлиховых пробах фиксируются тысячи знаков пикроильменита и пиропа во всех классах крупности, которые не окатаны, на многих зернах наблюдаются келифитовые каймы, примазки глины или кимберлита. Соотношение пиропа и пикроильменита составляет 20:80. Среди пиропов доминируют оранжевые индивиды. По микрозондовому анализу установлено одно зерно алмазной ассоциации (рис. 2 А). Микроалмазов не найдено.

Кимберлитовый силл Тумелейро-3 площадью в 0,4 гектара расположен на междуречье рр. Машада и Рузвельта. По данным геологовVaaldiam Resources Ltd, в двух пробах весом 658 кг было найдено 153 микроалмаза, заметное присутствие гранатов G10, эклогитовых гранатов с показателем Na_20 более 0,07% и хромшпинелидов в диапазоне содержания Cr_20_3 более 60%.

Петрографическое изучение кимберлитового силла показало, что он сложен интенсивно измененными кимберлитами с ксенолитами осадочных пород (не более 10%), представленными преимущественно аргиллитами. Псевдоморфозы по оливину первой генерации (до 15%) с размерами 1-6 мм и сглаженно-угловатыми, овальными очертаниями выполнены серпентин-смектит-гематитовым агрегатом. Большинство псевдоморфоз по оливину второй генерации (не менее 50%) размером 0.1-1.0 мм имеют кристаллографическую огранку и сложены серпентин-смектитовой смесью, интенсивно пропитанной тонкодисперсным гематитом. Связующая масса кимберлитов представлена однородной агрегатно-чешуйчатой глинистой массой, установленной рентгеноструктурным анализом как смектит. По 300 зернам пиропов по данным микрозондового анализа была построена диаграмма (рис. 2Б). В поле алмазной ассоциации из 300 зерен не попало ни одно зерно, однако четыре зерна (1,33%) находятся в пограничной зоне, что может являться косвенным подтверждением потенциальной алмазоносности кимберлитов.

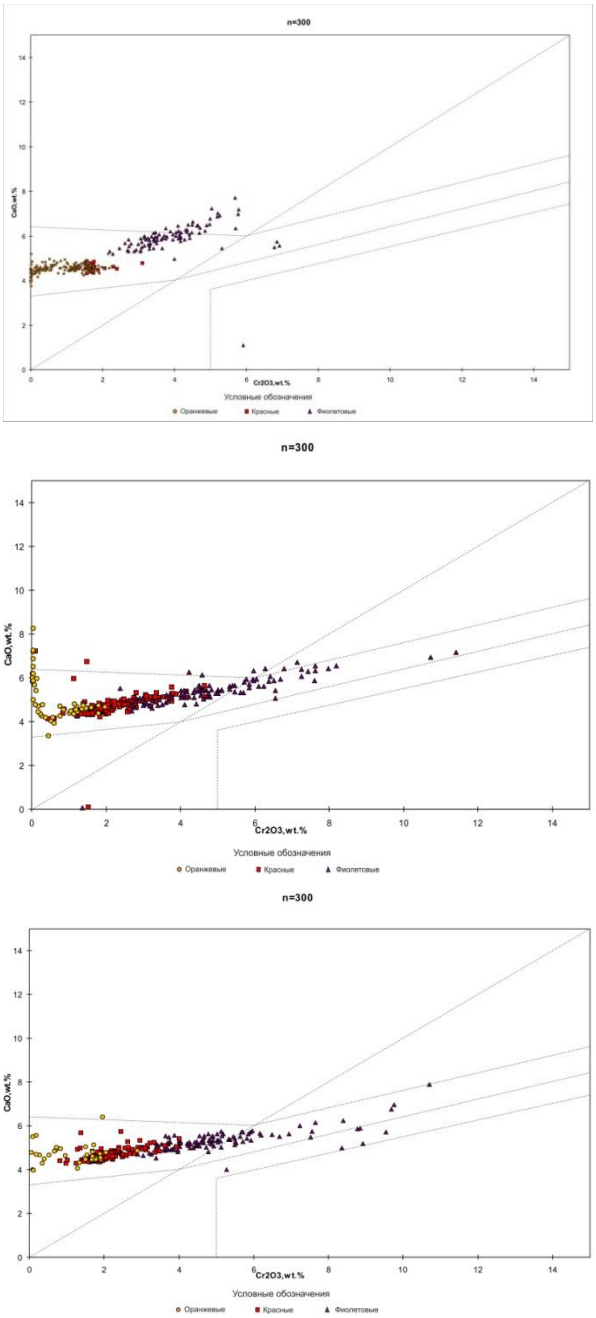


Рис. 2. Диаграммы (по Н.В. Соболеву) химического состава пиропов из кимберлитовых тел штата Рондония: А) трубка Эсканту; Б) силл Тумелейро-3; В) трубка Космос -1. *Примечание: анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro". Аналитик Н.В. Лескова*

Кимберлитовая трубка Космос-1 площадью 2,5 га была открыта геологами CPRM в 1983 г, которыми в пробе объемом 400 м^3 было найдено 7 алмазов, что свидетельствует о низком уровне алмазоносности трубки.

В ходе изучения трубки в 10 кг пробы из элювия кимберлита был обнаружен алмаз размером около 1,2*1,0*0,8 мм и весом 1,4 мг. Он представлен прозрачным тонкослоистым ламинарным октаэдром первой разновидности (по Ю.Л. Орлову) с параллельной штриховкой на ребрах. В последующем из кимберлитов трубки Космос-1 была отобрана и обогащена проба весом в одну тонну. Алмазов в ней не установлено. Из 300 зерен пиропов из трубки Космос-1 в поле алмазной ассоциации не попало ни одно зерно, что может свидетельствовать об убогой алмазоносности кимберлитов (рис.2В). По составу часть пироксенов попадает в область пироксенов-включений из алмазов или сростков с ними. Достаточно много точек попадает в область гроспидитовой и коэситовой фаций, что также свидетельствует о том, что часть этих пироксенов кристаллизовалось в поле устойчивости алмаза (4 ГПа и выше).

Выводы.

1. Алмазоносность кимберлитовых тел бассейна р. Рузвельта низкая, что корреспондируется с составом пиропов, среди которых доля зерен алмазной ассоциации незначительна. Среди алмазов из коренных объектов доминируют мелкие ламинарные индивиды первой разновидности (по Ю.Л. Орлову), а, напротив, в россыпи преобладают крупные кристаллы «уральского-бразильского» типов. Все это свидетельствует о том, что кимберлитовые тела бассейна р. Рузвельта не могли являться основными источниками кристаллов установленной россыпи.

2. Исходя из высокого среднего веса, хорошей сортировки и высокой стоимости алмазов россыпи р. Рузвельта предполагается, что привнос кристаллов происходит из правого притока реки (он впадает в начале россыпи и совершенно не изучен), которая течет из индейской резервации Рузвельта, где запрещена хозяйственная деятельность, поэтому официальные сведения о наличии там месторождений отсутствуют. Однако по данным компании VaaldiamResourcesLtd и оценкам федеральной полиции каждый месяц из страны вывозится алмазов, добытых в резервации Рузвельта, на 20 миллионов долларов. Это косвенно подтверждается и тем, что правительство Бразилии провело в 2005 г. тендерную продажу партии высокосортных алмазов, принадлежащих индейцам племени Сина Ларга из индейской резервации Рузвельта.

3. Необходимо продолжить изучение кимберлитовых тел в штате Рондония, так как даже слабоалмазоносные трубки, с уровнем содержания 0,1-0,2 кар/т в этом, относительно доступном районе, могут оказаться промышленно-значимыми объектами.

МНОГОЭЛЕМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ПОРОД УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ МЕТОДОМ СКАНИРУЮЩЕГО РФА НА ПУЧКАХ СИНХРОТРОННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Дарьин А.В.[1], Толстов А.В.[1], Дарьин Ф.А.[1,2], Ракшун Я.В.[2], Сороколетов Д.А.[2]
[1]Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]Институт ядерной физики СО РАН им Г.И. Будкера, г. Новосибирск

Комплексное изучение Томторского рудного поля – одно из важнейших условий, определяющих возможность промышленного освоения залежей этого ценного сырья. Основные исследования, касающиеся рудоносности Уджинского поднятия, выполнены по корам выветривания и продуктами их переотложения, в то время как коренные силикатные породы массивов Томтор и Богдо, их рудоносность, оставались слабо изученными. Целью данной работы являлось проведение комплексных исследований и получение новых знаний о наличии, пространственном распределении и формах нахождения в образцах Томторского рудного поля редких, рассеянных, радиоактивных, цветных и благородных элементов в коренных силикатных породах, включая металлы платиновой группы, что предполагалось ранее [3]. Для исследования и сравнительной характеристики нами были детально охарактеризованы силикатные породы массивов Томтор и Богдо – нефелиновые и щелочные сиениты, нефелин-пироксеновые породы (фоидолиты) и измененные кальцит-магнетитовые породы (камафориты) с целью получения информации о содержаниях ряда породообразующих и микроэлементов и выделения зон, перспективных для выявления металлов платиновой группы [4].

Образцы для исследования были подготовлены в виде плоскопараллельных спилов керна скважин, пробуренных на массивах Томтор и Богдо толщиной 5 мм, длиной до 10 см без их специальной в подобных случаях исследований на сканирующем микроскопе или микрозонде обработки – без шлифовки и полировки (рис.1).



Рис.1. Образцы для исследования

Исследование элементного состава в породах проводилось методом сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа на пучках синхротронного излучения (РФА СИ) из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН на аппаратуре и по методикам достаточно хорошо охарактеризованы ранее [1, 2]. В первой серии измерений с энергиями возбуждения 20 и 30 кэВ оценивалось определение содержания ~ 30 элементов (K, Ca, Ti. V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Pb, Th, U) с шагом сканирования 1 мм. Одновременно проводился контроль аналитических линий в области L-серий тяжелых платиноидов (Os, Ir, Pt) и золота.

Сканирование с энергией возбуждения 40 кэВ позволяло оценить уровень содержаний микроэлементов Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Ba, La, Ce с пределами обнаружения 0,5 – 1 г/т. Время измерения в точке составляло от 10 до 20 сек, в зависимости от энергии возбуждения и уровня содержания анализируемых элементов, что позволяло в течение 1 рабочей смены на ускорителе (12 часов) провести 48 – 50 тысяч элементоопределений. Подобная уникальная производительность анализов достигается в совокупности с элементарной подготовкой препаратов из керна скважин, заключающаяся лишь в распиловке керна без дополнительной обработки (без шлифовки и полировки).

Профили содержаний элементов совмещались с фотографиями поверхности исследуемых образцов, что позволяло в дальнейшем проводить визуальный просмотр полученных результатов (рис. 2).

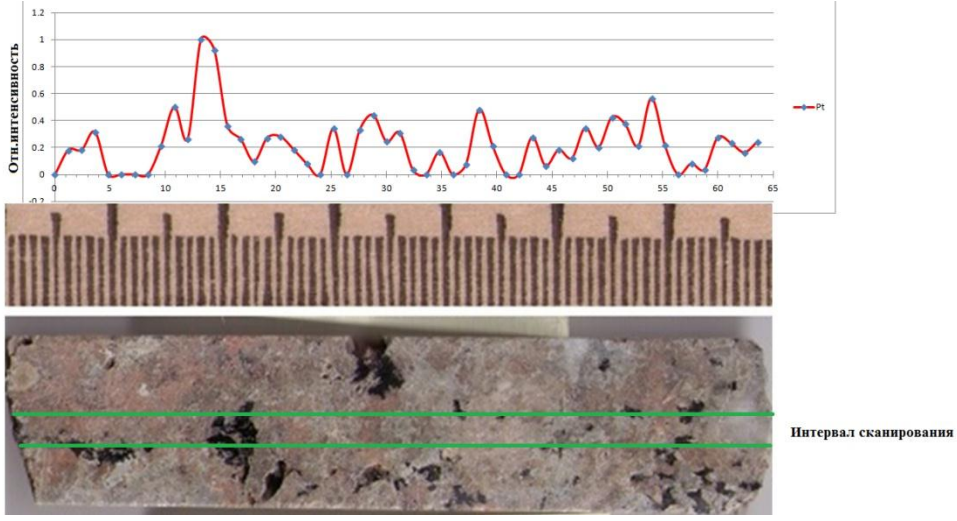


Рис. 2. Вариации относительной интенсивности линии Pt-La1 вдоль профиля сканирования образца Б-13.

Таким образом, проведенный многоэлементный анализ отдельных образцов пород и руд, взятых непосредственно из керна скважин, пройденных на массивах

Томтор и Богдо Уджинского поднятия, позволяет получить в экспрессном режиме информацию об элементном составе представительной коллекции образцов, выделить отдельные участки и наметить их для дальнейших детальных исследований на сканирующем микроскопе или микрозондовом анализаторе.

Полученные результаты подтверждают высказанное ранее предположение о возможной связи повсеместной платиноносности россыпей Лено-Анабарского междуречья с коренными щелочными породами Уджинского поднятия (массивы Томтор, Богдо) и значительно повышает перспективы их рудоносности [3,4].

Литература:

1. Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В. Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН. Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2013. Т. 77. № 2. С. 204.

2. Дарьин А.В., Ракшун Я.В. Методика выполнения измерений при определении элементного состава образцов горных пород методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. 2013. №2(51). С. 112-118.

3. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (nordwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya - Turkey Akdeniz Univercity-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. P 196-197.

4. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 500-506.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (U, TH, K) В ПОРОДАХ И РУДАХ ТОМТОРСКОГО МАССИВА (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Толстов А.В., Щербов Б.Л.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Карбонатиты, являющиеся, в большинстве случаев, составной частью ультраосновных щелочных комплексов, обогащены как «стратегическими металлами» - ниобием, редкоземельными элементами (REE, Sc, Y), ураном, танталом, цирконием, так и Cu, Fe, Ti, P, Th, PGE, флюоритом, баритом, Ag, Au, формируя рудные концентрации и промышленные месторождения [9]. Уран и торий – характерные элементы карбонатитов и ассоциаций щелочных пород. Изучение распределения U, Th и K в карбонатитах и породах ультраосновных щелочных комплексов представляется важным по нескольким причинам:

установление пород и физико-химических условий концентрирования радиоактивных элементов и формирование урановых руд; выявление корреляционных связей между радиоактивными, редкими и редкоземельными элементами, с целью использования радиогеохимических данных при поисках и прогнозе оруденения, а также в технологии радиометрического обогащения руд; использование вариаций U, Th, K в качестве индикаторов эволюции ультраосновных щелочно-карбонатитовых магматических систем, а также эпигенетических низкотемпературных гидротермальных и экзогенных преобразований.

Нами было продолжено исследование распределения естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) в карбонатитах и щелочно-ультраосновных породах Томторского массива, расположенного на севере Республики Саха (Якутия) [10]. Массив имеет округлую форму и концентрически зональное строение, диаметром свыше 20 км и общей площадью около 250 км^2 [1, 3, 5 – 8]. Центральное ядро сложено карбонатитами, а ультрамафиты и фоидолиты образуют вокруг них неполное кольцо. Внешняя часть массива сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами. По всем породам развита кора выветривания (КВ), с максимальной мощностью (десятки до первых сотен метров) по карбонатитам обогащённым фосфатами и REE. КВ перекрывается отложениями с ураганными концентрациями Nb, Y, Sc и REE, формирование которых объясняется сочетанием различных факторов и процессов [5, 7]. Последние результаты исследований указывают на вероятность возникновения ультрабогатых руд, в верхних частях «томторского разреза», в обстановке функционирования низкотемпературных гидротермальных систем в сочетании с биохимическим концентрированием редких и редкоземельных элементов [4].

Содержания U, Th и K в пробах керна определялись с помощью лабораторного гамма-спектрометрического анализа по известной методике с пределами обнаружения 1,4*10-7% для U (Ra-226), 3*10-5 % - Th, 0,05% - K. Кроме того, породообразующие компоненты вместе с редкими элементами и Th, в частных пробах из технологической пробы руды участка Буранный, определяли методами РФА и РФА-СИ (аналитики Н.А. Карманова и Ю.П. Колмогоров, ИГМ СО РАН) на спектрометре ARL-9900XP, ThermoFisher Scientifi с применением программы QuantAS. Пределы обнаружения элементов составляют 0.001 – 0.1 %. Анализ РФА-СИ проводился в центре синхротронного излучения ИЯФ СО РАН (Новосибирск).

На основании проведённых радиогеохимических исследований сделаны выводы:

1. Распределение ЕРЭ в неизменённых экзогенными процессами породах Томторского массива очень неравномерное и зависит от литологического состава пород, метасоматических и гидротермальных изменений (табл.). Концентрации U и Th возрастают в ряду: щелочные сиениты – ийолиты-мельтейгиты – нефелиновые сиениты – карбонатиты и карбонатитоиды. Для K установлена противоположная

тенденция. В целом, концентрации U и Th в породах массива более чем в два раза превышают содержания ЕРЭ в аналогичных породах Гулинского комплекса [2]. В большинстве случаев концентрации U и Th в силикатных породах возрастают, а Th|U изменяется от 7,5-4,3 до 81,8-0,6, в зонах микроклинизации, хлоритизации, карбонатизации и др. В карбонатитах содержания U и Th варьируют в широких пределах в зависимости от преобладающего карбоната и наличия фосфатов, минералов редких и REE элементов.

Таблица

Средние значения содержаний U, Th и Th/U в породах массива Томтор

Порода (число проб)	**U, ppm**	**Th, ppm**	**K, %**	**Th/U**
Морские отложения юрского возраста, скв.6151 (8)	2,6	15,8	4,92	6,4
Терригенные отложения P возраста (верхняя формация) (18)	2,7	5,7	3,61	2,2
Терригенные отложения P возраста (нижняя формация) (20)	7,0	44,3	5,19	6,7
Пирохлор-крандаллит-монацитовый горизонт (ПКМГ) (73)	71,4	1227,6	0,2*	17,8
Верхняя высоко-Ti-K часть ПКМГ, скв.6151 (20)	7,0	44,3	5,19	6,7
Нижняя низко-Ti-K часть ПКМГ, скв.6151 (11)	32,7	250,1	0,9	7,8
Латеритная кора выветривания по P-REE карбонатитам (108)	14,6	233,0	н.о.	16,0
Карбонатиты кальцитовые (25)	3,5	32,7	0,68	10,0
Карбонатиты кальцитовые редкометалльные (23)	5,3	138,8	0,10	27,6
Карбонатиты анкерит-доломит-кальцитовые (25)	11,2	48,3	0,31	5,8
Карбонатиты Амф-Би-анкерит-доломит-кальцитовые (10)	4,2	14,5	3,66	4,1
Карбонатиты доломит-анкеритовые (U-Th) (20)	5,8	272,4	0,03	55,2
Карбонатиты доломит-анкеритовые (Th) (16)	0,2	228,3	0,66	16561
Карбонатиты доломит-анкеритовые (U) (2)	92,4	40,3	1,01	0,4
Карбонатитоид (5)	6,6	269,7	0,94	37,5
Обохренные «губки» по карбонатитоидам (4)	57,2	1467,3	0,03	38,6
Кора выветривания карбонатитоидов (45)	88,1	1482,0	0,06	18,9
Нефелиновые сиениты (18)	5,8	26,8	4,37	4,7
Нефелин-биотит-пироксеновые породы (11)	5,4	12,3	2,77	2,9
Ийолит-мельтейгиты (31)	4,5	16,0	2,31	4,1
Ийолит-мельтейгиты карбонатизированные (5)	6,2	4,1	2,23	0,6
Щелочные сиениты (41)	2,8	7,8	7,53	8,2
Щелочные сиениты метасоматизированные (7)	2,0	86,5	8,74	81,8

** – данные определения в технологической пробе; н.о.. – не определялось*

2. Анализ распределения U, Th, K, породообразующих компонентов и рудных элементов в керне скважин (средний интервал опробования 1 м) свидетельствует о большой неоднородности разрезов, с чередование в них различных типов пород, в различной степени изменённых экзогенными и гидротермально метасоматическими процессами, что отражается на уровне концентраций ЕРЭ. На рис. 1 приведены графики, отражающие неравномерность распределения и соотношений ЕРЭ, Th/U и породообразующих компонентов в скважине №6151, вскрывающей породы массива до глубины 500 м.

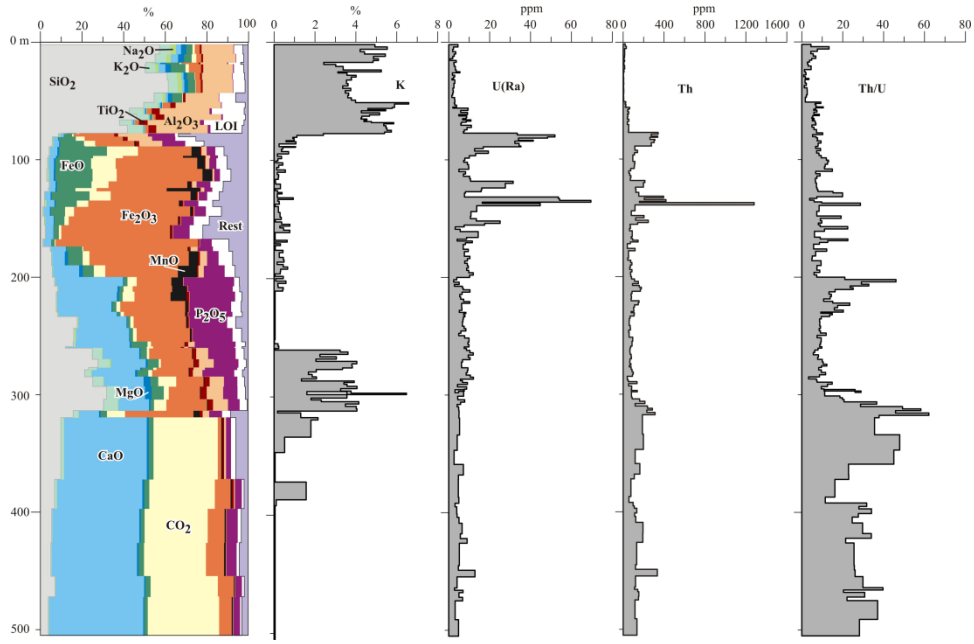


Рис. 1. Распределение U, Th, K, Th/U и породообразующих компонентов в породах и рудах, вскрытых скважиной № 6151

3. Наиболее полные разрезы КВ развиты на P-REE-редкометалльных карбонатитах и представлены (снизу-вверх) каолинит-крандаллитовой, сидеритовой, гётитовой и франколитовой зонами (горизонтами) [7]. Наиболее высокие концентрации U и Th характерны для верхних горизонтов кор выветривания. В разрезах, вскрывающих КВ по одному типу пород, на фоне значительных колебаний содержаний, отчетливо проявляется тенденция к накоплению U и Th (с значимой положительной корреляцией U-Th, R^2=0,89) к верхним зонам (например, разрезы по КВ карбонатитоидов и карбонатитов, вскрытых СКВ. 4833, 6525).

4. Максимальные концентрации U и Th фиксируются в пирохлор-крандаллит-монацитовом горизонте уникально богатых руд. В разрезе горизонта (скв. 6151)

выделяется две зоны: верхняя, с высокими концентрациями Ti, Zr, K, Ga и относительно низкими U и Th; нижняя, с низкими содержаниями Ti, K и высокими – U, Th, Nb, Y, Ga, Sc, Pb, Ni, Cu. Анализ корреляционных связей Th_2O с главными компонентами руд свидетельствует об её отсутствии с Nb_2O_5, TiO_2, K_2O, слабом проявлении с Y_2O_3 и наличии связи с La_2O_3, CeO_2, PrO_2, Nd_2O_3, Gd_2O_3 (рис.2). Полученные данные следует учитывать при использовании радиометрических методов при поисках и в технологиях обогащения руд.

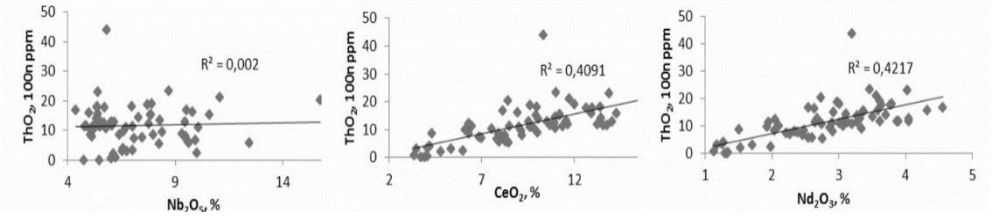


Рис. 2. Диаграммы, отражающие зависимости содержаний ThO_2 с Nb_2O_5, CeO_2, Nd_2O_3 в рудах участка Буранный, по данным анализа технологической пробы

Работа выполнена при поддержке программ ФАНО № VII.72.2.3. (0330-2014-2016), грантов РФФИ № 14-05-00668, 15-05-06950, Интеграционных проектов СО РАН № 40 и 94

Литература:

1. Багдасаров Ю.А. // Геохимия. -1997. - № 9. С. 62-68.

2. Когарко Л.Н. // ГРМ. 2014. – Т. 56. - №4. – С. 262-271.

3. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г. // Геохимия. – 1992. – №3. – С. 1094-1110.

4. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л. и др. // Геология и геофизика. – 2015. – Т.56. – №6. – С. 1080-1115.

5. Лапин А.В., Толстов А.В. // РиОН. – 1993. – №3. – С. 7-11.

6. Толстов А.В., Тян О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН. – 1999. - 164 с.

7. Толстов А. В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. // РиОН. – 2011. - №6. – С. 20-26.

8. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. // ГРМ. – 1994. - № 2. – С. 83-110.

9. Jones A.P., Genge M., Carmody L. // Reviews Mineral.&Geochemistry. – 2013. V. 75. – P. 289-322.

10. Tolstov A.V. // 30-th Int. Conf. «Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism». Ankara: UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers. 2014. P 193-195.

НАХОДКА РЕДКОГО ПИРОКСЕНА ЭССЕНЕИТА В ЯКУТИИ

Заякина Н.В., Олейников О.Б., Костин А.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

При изучении лавовых пород, встреченных в пределах конусообразной вулканической структуры, расположенной в зоне перехода Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область на Лено-Вилюйском водоразделе [1] был обнаружен приуроченный к пустотам пироксен, характеризующийся необычно высокими содержаниями Fe и Al. По химическому составу и рентгенографическим данным минерал был отнесен к эссенеиту, достаточно редкому минералу.

Впервые эссенеит как новый минерал с идеализированной формулой $CaFe^{3+}AlSiO_6$ был описан как продукт пирометаморфизма в паралаве ассоциированной с природными горящими угольными пластами A.Cosca и R. Peacor в 1987 г. [5]. С ним ассоциировали мелилит, анортит, твердый раствор магнетит-герцинит и стекло. Находки эссенеита также известны в пирометаморфических породах горелых отвалов Челябинского и Кизеловского угольных бассейнов [2, 3, 6, 7]. Кроме того, он был обнаружен в высокотемпературных скарнах в западных Карпатах (Румыния) [8]. По мнению A.Cosca и R. Peacor [5] пироксен из ксенолита фассаит-гранат-анортитовой породы кимберлитовой трубки «Удачная» [4] также следует считать эссенеитом.

Исследуемый минерал был обнаружен в виде темно-зеленых, почти черных призматических кристаллов размером от 1 до 10 мм. Ассоциирующие минералы – анортит, авгит, гранат, шпинели, графит, бадделеит. Состав минерала определен на электронном сканирующем микроскопе JEOLJSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм), (аналитик С.К. Попова). Обработка результатов проводилась по методу XPP программного обеспечения INCAEnergy. Результаты химического анализа эссенеита приведены в таблице. Расчет кристаллохимических формул сделан по [9] на основе 6 атомов кислорода, лучший вариант расчета (сумма катионов 4) получается при учете железа как $Fe3^{+}$. Судя по химическому составу исследованные образцы относятся к эссенеиту. Рассчитанная нами для среднего состава пироксена формула – $Ca_{0.98}(Fe_{0.63}Mg_{0.27}Ti_{0.03}Al_{0.05})_{0.98}(Si_{1.33}Al_{0.67})_2O_6$ близка к таковой образца из паралавы $(Ca_{1.01}Na_{0.01})$ $(Fe_{0.72}$ $Mg_{0.16}Ti_{0.03}$ $Al_{0.04})(Si_{1.19}Al_{0.81})O_6$ [5].

Рентгенографические исследования эссенеита выполнены методом порошка на дифрактометре D2 PHASER (фирма «Bruker»). Съемка образцов проводилась на CuK_α излучении, напряжении трубки 30 кВ, силе тока 10 мА в интервале 4 – 65˚ (2θ˚). Исправление по отдельной рентгенограмме с добавлением внутреннего стандарта кварца. Расчет параметров элементарной ячейки выполненный МНК по

всей рентгенограмме дал значения a=9.765, b=8.823, c=5.355 Å, β=105.58º.Они близки к значениям, полученным для минерала из паралавы: a=9.79, b=8.822, c=5.37 Å, β=105.81º[5].

Таблица

Химический состав эссенеита

	Образец из паралавы, Wyoming, (Cosca, Peacor, 1987)	Образец из пирометаморфических пород, Южный Урал, (Сокол, 2003)	Образец из ксенолита, трубка Удачная (Шацкий, 1983)	Исследуемый образец, среднее из трех анализов.	Эссенеит $CaFe^{3+}AlSiO_6$
SiO_2	29.51	36.99	34.4	33.93	24.33
TiO_2	0.99	0.59	2.19	0.86	
Al_2O_3	17.95	13.04	19.8	15.63	20.64
Fe_2O_3	23.89	17.42		21.25	32.33
FeO	0.69		14.0		
MnO	0.11				
MgO	2.68	7.70	4.93	4.67	
CaO	23.40	24.19	23.7	23.28	22.70
Na_2O	0.14	0.03	0.07		
Сумма	99.36	99.89	99.09	99.62	100.00

Анализируя приведенные в таблице химические составы эссенеита, следует отметить, что вряд ли можно быть полностью уверенным в классификации пироксенов с высокими содержаниями Al и Fe на основании только результатов химических анализов. В качестве примера можно рассмотреть образец пироксена из трубки «Удачная», который формально может быть отнесен к эссенеитам по содержанию железа и алюминия [5], но при расчете кристаллохимической формулы содержание двух и трехвалентного железа в позиции M1 всего 0.45, что меньше значения 0.5 – формального критерия по разделению минеральных подгрупп. Реальным доказательством распределения катионов по различным позициям может быть исследование кристаллической структуры. По результатам расшифровки кристаллической структуры образец с Южного Урала был позднее отнесен к суб кремниевому железо алюминиевому диопсиду (subsilicic ferrian aluminian diopside) [7] с кристаллохимической формулой $Ca_{1.00}(Fe^{3+}_{0.35}Mg_{0.45}Ti_{0.02}Al_{0.18})(Si_{0.71}Al_{0.21}Fe^{3+}_{0.08})_2O_6$, но не эссенеиту. Образцы из Якутии формально вполне попадают в поле эссенеитов, как по содержанию Fe и Al, так и по распределению их по кристаллографическим позициям. Однако при наличии подходящего монокристалла исследование структуры минерала было бы желательно.

Литература:

1. Костин А.В., Гриненко В.С., Олейников О.Б., Желонкина М.С., Кривошапкин И.И., Васильева А.Е. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны

перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область». Наука и образование. 2015. № 1. С. 30-36.

2. Потапов С.С., Максимович Н.Г., Паршина Н.В. Минералы горелых отвалов Челябинского и Кизеловского угольных бассейнов. Минералогия техногенеза – 2007. Миасс. 2007. С. 52-63.

3. Сокол Э.В. Минералообразование в процессах пирогенного метаморфизма: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.05 : Новосибирск. 2003. 461 с. РГБ ОД. 71:04-4/55.

4. Шацкий В.С. Ксенолит фассаит-гранат-анортитовой породы из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия). ДАН. 1983. т. 272. № 1.с. 188-192.

5. Cosca Michael A., Donald R. Peacor. Chemistry and structure of esseneite ($CaFe^{3+}AlSiO_6$), a new pyroxene produced by pyrometamorphism. American Mineralogist. 1987. Volume 72. p. 148-156.

6. Cesnokov, B., Kotrly, M. and Nisanbajev, T. Brennende Abraumhalden und Aufschlüsse im Tscheljabinsker Kohlenbecken – eine reiche Mineralienküche. Mineralien-Welt. 1998. 9 (3). p. 54-63.

7. Kabalov Y.K., Oeckerl O., Sokolova E.V., Mironov A.B., Chesnokov B.V. Subsilicic ferrian aluminian diopside from the Chelyabinsk coal basin (Southern Urals) – an unusual clinopyroxene. European Journal of Mineralogy. 1997. v.9. № 3. p. 617-621.

8. Pascal M.-L., Katona I., Fonteilles M., and Verkaeren J. Relics of high-temperature clinopyroxene on the join Di – CaTs with up to 72 mol.% Ca(Al,Fe3+)AlSiO6 in the skarns of Ciclova and MagureauaVatei, Carpathians, Romania. Canadian Mineralogist. 2005. 43. p. 857-881.

9. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist.1989. v. 27.p. 143-156.

КОНТРАСТНЫЕ КОРОВЫЕ ПРОТОЛИТЫ ЭКЛОГИТОВЫХ АЛМАЗОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИСИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зедгенизов Д.А.[1,2], Рубатто Д.[3], Рагозин А.Л.[1,2], Калинина В.В.[1], Шацкий В.С.[1,2,4]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2]Новосибирский государственный университет,г. Новосибирск
[3]Институт геологических наук, Университет Берна, Швейцария
[4]Институт геохимии им. В.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Для того чтобы определить происхождение эклогитовых алмазов из месторождений северо-востока Сибирской платформы и природу их протолита в настоящей работе представлены новые данные по геохимии включений гранатов (распределение главных и редких элементов) и стабильным изотопам для алмазов ($\delta^{13}C$) и гранатов ($\delta^{18}O$).

Анализ изотопного состава углерода был проведен в двадцати двух алмазах из северо-восточной части Сибирской платформы, которые имеют включения гранатов. Отдельные анализы показывают широкие вариации изотопного состава углерода от -1,1 до -27,4‰ $\delta^{13}C$. Большинство исследованных алмазов не имеют значительных внутренних вариаций $\delta^{13}C$. Только в пяти кристаллах значения $\delta^{13}C$ между центром и краем изменяются существенно, указывая на многоступенчатую историю роста.

В единой с алмазами полировке было выведено 21 включение эклогитовых гранатов и 6 включений перидотитовых гранатов. Перидотитовые гранаты характеризуются низкими содержаниями Ca, высокими содержаниями Cr и магнезиальностью (Mg# 85-89). При этом по составу пять гранатов принадлежат к гарцбургитовому парагенезису и один гранат может быть отнесен к лерцолитовому парагенезису. По содержанию главных элементов включения гранатов эклогитового парагенезиса могут быть разделены на низко-кальциевую (2,3-6,2 мас.% CaO), высоко-кальциевую I (7,8-11,8 мас.% CaO) и высоко-кальциевую II (12,1-13,4 мас.% CaO) группы.

Распределения редких элементов показывают значительные вариации. Гранаты перидотитового парагенезиса имеют спектры распределения REE_N с крутым и слабым положительным наклоном от La до Nd, и отрицательным наклоном для тяжелых лантаноидов с некоторым обогащением после Er. Низко-кальциевые гранаты эклогитового парагенезиса демонстрируют слабый положительный наклон в области тяжелых REE и крутой положительный наклон в области легких REE. Эти гранаты обеднены легкими REE и не имеют значительной Eu аномалии (Eu/Eu*=0,9-1,1). Высоко-кальциевые гранаты характеризуются повышенными концентрациями REE. Гранаты с наиболее высокими содержаниями CaO отличаются тем, что они более обогащены легкими REE и имеют плоский спектр распределения тяжелых REE (Lu_N<10) и заметную положительную Eu аномалию (Eu/Eu*=1,5-2,1).

Изотопный состав кислорода был проанализирован в 28 включениях гранатов. Обогащенные Cr низко-кальциевые перидотитовые гранаты имеют узкий интервал значений $\delta^{18}O$ от 5,7 до 6,2 ‰. Низко-кальциевые эклогитовые гранаты показывают широкий диапазон значений $\delta^{18}O$ от 5,7 до 7,4 ‰, в то время как высоко-кальциевые эклогитовые гранаты показывают гораздо более широкие вариации значений $\delta^{18}O$ от 4,8 до 9,6 ‰. Для исследованных образцов отмечается слабая отрицательная корреляция между изотопным составом кислорода и магнезиальностью (Mg#) гранатов.

Важным наблюдением настоящей работы является отрицательная корреляция между значениями $\delta^{18}O$ в гранатах и значениями $\delta^{13}C$ в алмазах. Перидотитовые гранаты содержатся в алмазах с изотопным составом углерода от -1,1 до -8,9 ‰ $\delta^{13}C$ со средним значением около -5,5 ‰, которое близко к установленной средней величине в мантии [2]. Алмазы, в которых присутствуют включения низко-

кальциевых эклогитовых гранатов, имеют значения $\delta^{13}C$ от -3,7 до -6,6 ‰. Алмазы с высоко-кальциевыми эклогитовыми гранатами являются более изотопно-легкими со значениями $\delta^{13}C$ от -21,1 до -27,3 ‰, за исключением двух алмазов, которые имеют значения $\delta^{13}C$ от -4,8 до -7,3 ‰ соответственно.

Как было показано, включения перидотитовых гранатов в изученных алмазах показывают как спектры распределения REE_N синусоидального типа, так и плоские спектры от MREE до HREE. Переход между этими двумя типами может быть обусловлен составам расплава/флюида, взаимодействующего с вмещающими породами литосферы. Метасоматические расплавы/флюиды в литосферной мантии характеризуются высоким отношением $LREE_N/HREE_N$, подобно ранее описанным реликтам расплавов/флюидов в волокнистых алмазах или гипотетическим карбонатитовым расплавам в ксенолитах перидотитов [5]. Таким образом, перидотитовые гранаты в нашем случае показывают некоторую степень взаимодействия с такими метасоматическими агентами.

Обогащенные Cr перидотитовые гранаты в изученных алмазах из северо-восточной части Сибирской платформы имеют узкий интервал значений $\delta^{18}O$ от 5,7 ‰ до 6,2 ‰, который перекрывается с общепринятым мантийным интервалом около -5,5±0,4 ‰ [6]. Такой узкий интервал наводит на мысль, что включения гранатов, показывающие различные спектры распределения REE и небольшие изменения в изотопном составе кислорода могли сформироваться в ходе различных процессов, связанных с флюидом/расплавом, которые, однако, были в изотопном равновесии.

Предшествующие исследования геохимических особенностей минералов ксенолитов эклогитов позволили выявить определенные геохимические характеристики, которые являются индикаторами коровых протолитов [3]. Распределения редких элементов изученных включений гранатов подтверждает коровое происхождение, по крайней мере, высоко-кальциевых гранатов, которые характеризуются плоскими спектрами распределения HREE, и в некоторых случаях имеют положительную Eu-аномалию. Данные по изотопному составу кислорода играют ключевую роль в субдукционной гипотезе. Ранее установленные широкие вариации $\delta^{18}O$ от 4 ‰ до 16 ‰ во включениях эклогитовых гранатов в алмазах и ксенолитах противоречат представлениям о гомогенности мантии, установленным для перидотитов. Значительные вариации значений $\delta^{18}O$ поддерживают субдукционную теорию происхождения, поскольку они соответствуют интервалу значений, наблюдаемых в офиолитах [4].

Поскольку в настоящей работе нами выявлены различия значений $\delta^{18}O$ между высоко- и низко-кальциевыми гранатами, которые также отличаются по характеру распределений REE, мы полагаем, что распределения изотопов кислорода и редких элементов контролируются одинаковыми, а возможно одними и теми же процессами, т.е. они наследуются от разных коровых протолитов. Повышенные значения Mg# и спектров распределения REE, типичные для низко-кальциевых

эклогитовых гранатов могут предполагать, что они образовались из более пикритовых базальтов или из продуктов взаимодействия расплава и деплетированных перидотитов [1, 6]. Высокое содержание MnO (1,4 wt.%) в гранате из алмаза с самыми тяжелыми изотопными составами кислорода ($\delta^{18}O$ 9,6 ‰) может дополнительно рассматриваться как индикатор участия коровых метаосадочных пород, субдуцированных в верхнюю мантию.

Таким образом, полученные в настоящей работе новые данные подтверждают связь между высокими значениями $\delta^{18}O$ во включениях и низкими значениями $\delta^{13}C$ в самих алмазах. Данная связь между двумя стабильными изотопами является еще одним доказательством присутствия субдуцированного протолита, поскольку низкие значения $\delta^{13}C$ указывают на органогенный углерод – либо остаточный от биологических процессов, либо произведенный абиотически. Взаимосвязь значений $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ предполагает, что включения высоко-кальциевых гранатов образовались за счет сильно измененного (например, $\delta^{18}O$ >7 ‰) , как правило, окисленного базальта на границе с морской водой, и, что углерод алмазов был тесно связан с этим протолитом.

Литература:

1. Aulbach, S., Stachel, T., Viljoen, K.S., Brey, G.P., Harris, J.W., 2002. Eclogitic and websteritic diamond sources beneath the Limpopo Belt - is slab-melting the link? Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 56-70.

2. Cartigny, P., Harris, J.W., Javoy, M., 1998. Eclogitic diamond formation at Jwaneng: no room for a recycled component. Science 280, 1421-1423.

3. Jacob, D.E., 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. Lithos 77, 295-316.

4. Miller, J.A., Cartwright, I., Buick, I.S., Barnicoat, A.C., 2001. An O-isotope profile through the HP-LT Corsican ophiolite, France and its implications for fluid flow during subduction. Chemical Geology 178, 43-69.

5. Sharygin, I.S., Litasov, K.D., Shatskiy, A., Golovin, A.V., Ohtani, E., Pokhilenko, N. P., 2015. Melting phase relations of the Udachnaya-east group-I kimberlite at 3.0-6.5 GPA: experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes. Gondwana Research 28, 1391-1414.

6. Taylor, L.A., Snyder, G.A., Keller, R., Remley, D.A., Anand, M., Weisli, R., Valley, J., Sobolev, N.V., 2003. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia. Contributions to Mineralogy and Petrology 145, 424-443.

О ПРОДУКТИВНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ РАЗНЫХ ФАЗ ВНЕДРЕНИЯ

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах [1-6] существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений. Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки является одной из главнейших задач и проблем отработки таких месторождений. Несмотря на в целом значительную изученность кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП), вопросы их алмазоносности во многом являются недостаточно изученными и дискуссионными по следующим причинам: а) закрытости данных опробования по многим месторождениям; б) несопоставимости данных опробования эксплоразведочных и эксплуатационных проб; в) не всегда опробуются строго раздельно различные типы кимберлитов. Кроме того, имеются определенные некоторые элементы субъективизма при определении петрографических типов кимберлитов различными исследователями [1-6]. Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались на примере трубки Мир, где многие исследователи получили данные об их различии. При этом выделяется ими различное количество петрографических типов (от 3-х до 6-и и более), которые по-разному распространены как в плане, так и на разведанную (до 1200 м) глубину. Кимберлитовая трубка Мир на поверхности имеет форму овала (размер по длинной оси – 490 м, по короткой – 320 м) со слабым пережимом в средней части. До глубины 200 м трубка представляет собой типичную воронку, глубже (примерно до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем на глубине около 1000 м от поверхности она переходит в серию подводящих даек. Верхние горизонты трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава [3-6]. Кимберлитовые брекчии (КБ) первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. КБ второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковое тело размером 30х120 м. Контакты этого тела с вмещающими кимберлитовыми брекчиями секущие, в зоне контакта широко развита сульфидная минерализация. Трехфазность строения нижних горизонтов диатремы установлена [1-4] по изучению керна, вскрытого скважинами при глубоком бурении с целью оценки продуктивности этой части месторождения. Первая фаза внедрения здесь слагает северо-западную часть

диатремы. Кимберлиты второй фазы внедрения образуют её юго-восточную часть. Кимберлитовые породы третьей фазы слагают дайкообразное тело размером 30х120 м. Между кимберлитами первой и второй фаз внедрения (на глубину около 1 км) прослеживается зона сочленения («шовная зона») подводящих каналов, обогащенная ксенолитами вмещающих пород («ксенолитовый пояс»).

Было установлено [1-7], что алмазоносность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в обьеме рудного тела. Отмечено, что атакситовая и крупнопорфировая разновидности характеризуются минимальной, а автолитовые кимберлитовые брекчии максимальной алмазоносностью. Существенное влияние на различие в алмазоносности оказывает присутствие кристаллов средних и крупных классов. По гранулометрическому составу и морфологическим особенностям алмазов, окраске и степени дефектности кристаллов на глубоких горизонтах месторождения выделено [2] два участка на северо-западе и юго-востоке трубки, при этом никак не обособлялось. Здесь отмечено различие по алмазоносности магматических фаз внедрения, а также в содержании в них разных классов крупности и их оптическим свойствам. Кимберлиты раннего этапа консолидации отличаются снижением качества алмазов и уменьшением алмазоносности. Кимберлитовые брекчии характеризуются и более высокими экономическими показателями.

Сопоставление имеющихся материалов по алмазоносности и их связи со структурно-текстурными особенностями кимберлитов трубок Ботуобинская, Удачная и Айхал проводилось также по керну разведочного материала с привязкой к петрографическим типам. Эти трубки сформированы [1-2,5-7] в результате нескольких (не менее двух) фаз внедрения кимберлитового расплава, каждой из которых соответствует собственный петрографический тип породы. Последовательность магматических фаз внедрения установлена по резким геологическим контактам и включениям ксеноавтолитов, отражающим временные границы этапов консолидации разных петрографических типов. Автолитовые (шаровые) кимберлитовые брекчии завершающих эксплозивных фаз внедрения характеризуются в целом повышенной алмазоносностью, по сравнению с предшествующими по образованию интрузивными порфировыми кимберлитами. Это соотношение (в условных единицах) для восточного тела трубки Удачная составляет 1,3:1, западного – 1,5:1, трубок Айхал и Ботуобинская – 1:1,5. Примерно такое же соотношение отмечено и для трубки Нюрбинская. Превалирует мнение, что последние фазы внедрения кимберлитов у многофазных трубках более алмазоносны. Используя методы математической статистики, определено [2], что участки с различной алмазоносностью в трубках располагаются соответственно распространению кимберлитов разных фаз внедрения, причем кимберлиты завершающих этапов формирования характеризуются повышенной алмазоносностью. Сами границы кимберлитовых пород разных фаз внедрения

обычно нечеткие, трудно картируемые, а критерии определения фаз и последовательности их формирования в ряде случаев весьма условны.

В трубках сложного внутреннего строения присутствуют алмазы различной крупности, габитуса и свойств [2]. Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов трубки Мир менее алмазоносны, содержат минимальное количество октаэдров по сравнению с более поздними фазами внедрения. Большинство алмазов из кимберлитовых жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреневым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. Исследуя типоморфные особенности алмазов [2,7] трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено [1,2,7], что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные автолитовыми (шаровыми) кимберлитовыми брекчиями. Для этого петрографического типа характерно повышенное содержание в них кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в крупных классах, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазоносными считаются рудные столбы, выполненные порфировыми кимберлитами, для которых характерно увеличение количества кристаллов ромбододекаэдроидов, с уменьшением числа октаэдров, увеличение численности округлых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственному получению алмаза [2] свидетельствуют о том, что габитус кристалла варьирует в зависимости от температуры. По мере повышения температуры появляются куб-октаэдр-додекаэдры, что позволяет предполагать более высокое содержание крупных фенокристов оливина в порфировом кимберлите (ПК). Последние во всех изученных трубках характеризуются более мощными келифитовыми каймами на гранатах ультраосновной ассоциации. Это свидетельствует о более длительной их реакции с кимберлитовым расплавом, то есть меньшей скорости внедрения транспортируемого флюида, что могло приводить и к растворению алмазов. Завершающие вулканические фазы внедрения кимберлитовой магмы характеризовались высокими скоростями подъёма, что могло положительно отразиться на сохранности алмазов и отразилось на их соотношении в настоящее время. Однако, такая закономерность характерна не всем диатремам. Например, в трубке Дальняя (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) более алмазоносными оказались порфировые кимберлиты. Обнаружены также различия [2] в распространении кристаллов с разным типом их внутреннего строения в кимберлитах разных фаз внедрения в кимберлитах Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). Установлено, что среди алмазов из шаровой (автолитовой) кимберлитовой брекчии повышено содержание кристаллов с желтым и желто-зеленым свечением и снижено с розовым, розово-сиреневым и

оранжевым свечением, что существенно отличается от аналогичных свойств минерала из порфирового кимберлита. Были обнаружены различия по интенсивности образования продуктивных зародышей кристаллов алмаза из разных типов кимберлитов.

Внутритрубочные дайки сложены в различной степени серпентинизированным кимберлитом темно-серого до черного цвета с порфировой структурой и ориентированной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением порфировых выделений оливина, а также обогащенной флогопитом карбонат-серпентиновой основной массе. В кимберлитовых породах даечного комплекса, в отличие от вмещающих их КБ, не отмечены ксенолиты осадочных пород, конвергентных включений, а также крупные выделения первичных минералов. Внутритрубочные дайки вскрыты разведочными скважинами на глубинах 1004,7-1005,2 и 1258 м [1,7]; ширина их достигает несколько десятков сантиметров. Дайковый кимберлит представляет собой мелкопорфировую породу темно-серого цвета, сложенную псевдоморфозами по оливину и многочисленными чешуйками и пластинчатыми кристаллами флогопита светло-коричневого цвета. Основная масса пород состоит из агрегатов серпентина с примесью кальцита. Помимо внутритрубочных даек, при разведке трубки были вскрыты и другие дайковые тела кимберлитов, которые представлены темно-серыми плотными породами с афировой структурой, практически без порфировых выделений оливина или псевдоморфоз по нему. Дайковый кимберлит верхних и глубоких горизонтов существенно различаются, что выражается, прежде всего, в увеличении степени карбонатизации более нижних их частей. Существенно отличается по составу от всех отмеченных выше структур и вскрытое карьером и буровыми скважинами около трубок Мир и Спутник пластовое кимберлитовое тело (*силл*), что выражается и в особенностях продуктивности пород этого образования.

Рассматривались также [1] вопросы взаимосвязи химического состава кимберлитов и алмазоносности, которые базировались на результатах химического анализа более 3 тысяч образцов кимберлитов различных структурно-петрографических разновидностей по всем изученным коренным месторождениям алмазов Якутии. Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная (Малоботуобинский алмазоносный район), Сытыканская, Юбилейная и Удачная (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) надежных, устойчивых зависимостей не обнаружил, что связано вероятно с тем, что имеющиеся в распоряжении данные по алмазоносности 10-метровых разведочных интервалов включали несколько структурно-текстурных разновидностей пород. Однако, применение множественного регрессионного анализа подтвердило [1] гипотезу о наличии связи между химизмом кимберлитов разрабатываемых месторождений СП и их алмазоносностью. Имеющиеся базы данных химических анализов были разделены по уровням алмазоносности для отдельных диатрем на 50 групп, для каждой из

которых были вычислены средние значения, которые затем были использованы в уравнениях множественной регрессии. В результате в каждой кимберлитовой трубке было установлено по две основные популяции (подгруппы), различающиеся по содержаниям отдельных петрогенных компонентов. Отмечено, что порфировые кимберлиты ранних фаз внедрения, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, титанистостью и железистостью, менее продуктивны по сравнению с КБ завершающих стадий формирования диатрем; чем меньше в популяциях TiO_2,Fe_2O_3,больше K_2O и Al_2O_3,тем выше алмазоносность популяций.

Подводя итоги исследованиям по сопоставлению текстурно-структурных типов кимберлитовых пород сложнопостроенных трубок СП по алмазоносности, морфологическим и оптическим характеристикам алмазов, можно отметить о существовании различий в алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено разным уровнем заложения и длительности функционирования образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъёма и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлитообразования. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмаза, что вызвано их растворением (иногда до полного уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлитообразования, которые меняются во времени. Изложенные материалы позволяют предполагать, чем большие обьёмы трубок будут сложены порфировыми кимберлитами интрузивных фаз внедрения, тем ниже будет их алмазоносность, что подтверждено результатами опробования многих диатрем на СП. Для всех разрабатываемых кимберлитовых трубок этого региона с глубиной увеличивается объём кимберлитовых брекчий, что подчеркивает их рентабельную оценку.

Литература:

1. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии.- Новосибирск: Наука.1997. 557 с.

2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы.- М.: Недра.2003.607 с.

3. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции.-Л.: Недра. 1974. 218 с.

4. Орлов Ю.Л., Минералогия алмаза.- М.: Наука. 1973. 223 с.

5. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон. Формирование и алмазоносность.-М.: Научный мир. 2006. 212 с.

6. Францессон Е.В. Петрология кимберлитов.- М.: Недра. 1968. 198 с.

7. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира.- М.:Недра. 1998. 555 с.

О РИФТОГЕННОМ КОНТРОЛЕ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Зинчук Н.Н.
Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

Границы современной Сибирской платформы (СП) обычно проводятся по тектоническим швам, представляющим собой надвиги складчато-глыбовых сооружений на субгоризонтально залегающие платформенные образования [1-6]. Геоморфологически она выражена резким переходом от горных областей к платформенным плоскогорьям и равнинам. В геосинклинальное окружение платформы включаются [1] краевые (перикратонные) прогибы, на юге и западе – это Байкало-Патомский, Восточно-Саянский и Приенисейский. Такие прогибы классифицированы [4-6] как миогеосинклинальные или парагеосинклинальные, которые заложились в пределах консолидированного катархейского кристаллического фундамента. В докембрийский период дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и обособленных внутриплатформенных континентальных поднятий (типа антеклиз) с обнаженным кристаллическим фундаментом, перекрытых в отдельных местах среднепротерозойским протоплатформенным чехлом [3]. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла северный и западный бассейны от Северо-Восточного и Байкало-Вилюйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. При этом рифейские отложения погребены под образованиями фанерозоя. В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне. Последний образован группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых [4-6]. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского. Уджинский авлакоген сильно раздроблен конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также пострифейскими разломами меридионального, северо-западного и субширотного направлений. В конседиментационной структуре Уджинский авлакоген состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявившуюся в основном в северной его части, которая вследствие этого была преобразована в Сапыйско-Уджинский горст. Последний разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабыйский и западный Хастахский. В Уджинском авлакогене известны рифейские интрузии нефелин-сиенитов. Под западным бассейном рифейского

осадконакопления исследователи понимают [2-4] территорию, занятую более молодыми отложениями, которые в различной степени изучены в Тунгусской синеклизе, Ангаро-Тассеевской впадине и других структурах. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна весьма ограничены и изучены только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, где они вскрыты на глубину до 1 километра. Выходы карбонатного рифея известны на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. На юге СП в Байкитской антеклизе и её склонах карбонатный рифей выделяется в комовскую серию доломитового состава, мощность которой достигает до 2500 м.

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северо-восточном направлении через всю платформу от озера Байкал до нижнего течения р.Лена, обусловлено заложением в начале рифея многосинклинального прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовилюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные опускания именуются [4-6] Ангаро-Ленским и Березовским прогибами. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине р. Лена, где установлен нижний и средний рифей. К первому относится мариинская свита мощностью до 1900 м (в основном гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен жданкуконской свитой (конгломераты – до 1000 м), баракунской, уринской, каланчеевской, никольской и ченчинской свитами (цикличная терригенно-карбонатная толща мощностью до 5 км). В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Наличие рифейских рифтовых структур в основании Вилюйской синеклизы позволяет предполагать расположение на этой же территории среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена. Сквозной Палеовилюйский авлакоген притягивался через территорию современной Вилюйской синеклизы от переклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья. Состав и мощность рифейских отложений Палеовилюйского авлакогена в целом сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория, а также Сетте-Дабанского авлакогена, с которыми первый составляет единую структуру. Палеовилюйский авлакоген состоял из двух основных грабенов – северного, Линденско-Ыгыаттинского, и южного – Лунгхино-Кемпендяйского, а также, разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие. Отложения рифея развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовилюйского авлакогена, где залегают на больших глубинах [3].

К началу девонского периода (каледонская складчатость) оформились границы СП, близкие к современным её очертаниям. В этих очертаниях СП является частью архейско- раннепротерозойского континента. На СП девонского периода

положение и развитие седиментационных бассейнов и областей денудации определялось тектоническим развитием платформы в предшествующие байкальский и каледонский этапы. После эпохи складчатости и орогенеза, имевших место в конце рифея, вендская трансгрессия постепенно распространилась на весь Восточно-Азиатский кратон. Среднепалеозойская история тектонического развития СП начинается с конца силурийского-начала девонского периода, когда в результате каледонской складчатости и орогенеза на платформе установился континентальный режим. Наименьшую продолжительность континентальный перерыв имел в центральных частях отрицательных структур, подготовленных ещё рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона [4-6]. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развивались седиментационные бассейны и разделяющие их области денудации. Образовались в северной части СП Анабарская и Оленекская антеклизы, а также Сюгджерская седловина, разделенные между собой Билиро-Уджинской континентальной депрессией. Главнейшими тектоническими структурами этой территории являются Хатанский и Харабыйский грабены, разделенные горстом. Выделяемая часто Далдыно-Оленекская зона разломов, соединяющая расположенные примерно на одной прямой кимберлитовые поля Муно-Оленекской группы и Далдыно-Алакитского алмазоносного района, не совпадает с разломами Билиро-Уджинской депрессии, а пересекает их под острым углом. Зафиксированные в осадочном чехле непротяженные разломы этого направления [4] относят к Далдыно-Оленекскому линеаментному рифту. Тунгусский бассейн с юга СП ограничивался Иркинсеевским валообразным поднятием, инверсированным рифейским одноименным авлакогеном. В Тунгусской синеклизе выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои специфические литолого-стратиграфические особенности. Главными конседиментационными этой части платформы были Курейкская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноимённых рифейских авлакогенов. Нередко ветвь грабенов сопровождается дайками долеритов катангского комплекса того же направления, что свидетельствует об их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры.

Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый обычно как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу, а также Нюйско-Джербинскую впадины Предпатинского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботуобинскую антеклизу, в которую входила и зона Приленских складок, Байкало-Патомскую горно-складчатую область и Алданскую антеклизу. Вилюйский бассейн входил в единую систему герцинских прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинклинальной области [3,4]. В позднем палеозое на авлакоген была наложена Вилюйская синеклиза, отложения в которой

представлены пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными породами, а также туффитами. Несколько иной состав имеют отложения Кемпендяйской депрессии, что обьясняется её структурно-фациальной обособленностью и большей глубоководностью условий осадконакопления. Для этой впадины характерно отсутствие базальтовых покровов, широко развитых на других территориях, где разрезы начинаются с базальтовых покровов, залегающих непосредственно на породах нижнего палеозоя. Патомско-Вилюйский авлакоген ограничивается с запада и северо-запада Чаяндинско-Буордахским разломом и Вилюйско-Мархинским тектоно-магматическим поясом, состоящим из грабенов и трещин горизонтального растяжения, заполненных (или не заполненных) дайками долеритов вилюйско-мархинского комплекса. Среди разрывных нарушений Вилюйско-Мархинского пояса выделяется зона Укугутских грабенов (Укугутский линеаментный рифт), являющаяся как бы северо-западным продолжением граничного субмеридионального Буордахского разлома. Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля располагаются в зоне Укугутского линеаментного рифта. На формирование структурно-тектонического плана Линденско-Ыгыаттинской ветви авлакогена оказала влияние зона Укугутских грабенов, а также следующие поперечные структуры: разломы, связанные с формированием Чебыдинской моноклинали, Ангаро-Синского рифового барьера, Тербясского грабена и возможно других подобных структур северо-западного направления (Тангнарынского сброса и др.). Тектоническое развитие Патомско-Вилюйского авлакогена начиналось заложением в рифее Предпатомского краевого прогиба и его продолжения – Кемпендяйско-Келинского прогиба. Инверсия региона сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этой тектонически нестабильной территории СП. Наступившая затем венская стадия трансгрессии была вызвана его структурным растяжением с расширением территории. В результате образовалась Вилюйская впадина, где нижневендские отложения были представлены наиболее полно. Прогиб с юга ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендяйским разломами, а с севера – Вилюйско-Мархинским разломом, который представлен серией пространственно сближенных разрывных и пликативных дислокаций.

Рассматривая историю развития региона в целом, следует отметить, что в *рифее* заложился Предпатомский краевой прогиб и его продолжение – Кемпендяйско-Келинский прогиб. Наиболее прогнутые участки этого прогиба в течение рифея заполнялись осадками. От тектонически стабильной платформы он отделялся Ангаро-Ленским, Кемпендяйским, Нижне-Алданским разломами. Частичная инверсия Байкало-Патомской области (связанная с байкальской фазой) отразилась и на Ангаро-Юдомском прогибе заложением основных антиклинальных и Синклинальных зон в перикратонной его части, а также впадин, валов и других форм в Кемпендяйско-Келинском его продолжении. Инверсия сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этого тектонически

нестабильного региона СП, а наступившая затем вендская стадия трансгрессии, наоборот, была вызвана его горизонтальным растяжением с расширением территории, втянутой в этот процесс и приведшая к образованию Вилюйской впадины. Прогиб с юга ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендяйским разломами, а с севера – Вилюйско-Мархинским разломом. В конце *силурийского периода* происходило общее поднятие Лено-Вилюйского прогиба, сопровождаемое образованием складчато- глыбовых структур. Складчатость в Байкало-Патомской области распространилась и на перикратонные опускания, где продолжалось формирование зоны приленских складок [4-6]. Завершение формирования тектонического каркаса Лено-Вилюйского прогиба перед вступлением его в авлакогенный этап развития произошло вслед за образованием Вилюйско-Хапчайского валообразного поднятия, которое в современном плане представлена Вилюйской седловиной, Сунтарского поднятия и Хапчагайского меговала. В конце *верхнего девона* произошла конседиментационная стадия, протекающая на фоне медленного воздымания Байкало-Патомской складчатой области и интенсивного погружения миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области. Вначале осадками заполнялись впадины восточной части прогиба, а затем трансгрессия распространилась и на западную её часть. Осадконакопление контролировалось продольными грабенами, образовавшимися вследствие растяжения и дробления земной коры и деференциальных движений тектонических блоков поперечных разломов, приведших к образованию боковых грабенов, нарушающих склоны прогиба и выходящих за их пределы. В Ыгыаттинской впадине выделяются [3,4] следующие конседиментационные структуры: Аппаинская и Укугутско-Балыктахская впадины, Балыктахский и Хампинский горсты. Развитие Лено-Вилюйского прогиба в пределах Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей территории и с внедрением даек и силлов вдоль внешней его периферии. Дайки и силлы вилюйско-мархинского комплекса долеритов и габбродолеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы. Юго-восточная его граница сложена магматическими (основного состава) породами чаро-синского комплекса, лаколита и даек сиенитов наманинского комплекса. Дайки вилюйско-мархинского комплекса пересекают приленские складки. Иногда дайки этого комплекса выходят на дневную поверхность в синеклизах среди отложений верхнего кембрия и нижнего силура. Отложения антиклиналей обычно дайки не прорывают из-за более позднего образования складчатости. С северо-запада и запада Патомско-Вилюйский авлакоген ограничен Вилюйско-Мархинским разломом и Чайандинско-Буордакским грабеном, который пересекает со смещением приленские складки. Чайадинско-Буордакский грабен ограничивает возможное распространение Патомско-Вилюйского седиментационного бассейна. Через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен произошло вхождение Буордакского (Чайандинчского) разлома в конседиментационную

структуру Ыгыаттинской впадины. В настоящее время названным структурам на Мирнинском кимберлитовом поле отвечают Иреляхский и Верхне-Иреляхские грабены. Завершение формирования каледонского тектонического начала подчеркивает начальный магматизм и вулканизм конседиментационных структур. Инверсия Патомско-Вилюйского авлакогена, начилась в конце девонского периода и закончилась в начале среднего карбона, что выразилось в общем поднятии и преобразовании сбросов во взбросы и надвиги. Эта инверсионная стадия характеризуется также кимберлитовым магматизмом. В течение *раннекаменноугольной эпохи* бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. При этом суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение, что существенно уменьшило денудацию. В Оленёкско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации. В Средне-Мархинском алмазоносном районе в пределах Накынского кимберлитового поля не исключается денудированность пород силура (размыв до 200 м) вместе с вмещающимися в них кимберлитами, а поэтому изначально сохранилась площадь распространения девонских образований. Обломочный материал был снесён в остаточные среднекаменноугольные бассейны. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на средину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченные к основным антеклизам платформы. С позднего карбона (или с начала перми) платформа вступила в новый герцинский этап тектонического развития. История палеотектонического развития СП в течение байкальского и каледонского этапов показала пространственную и структурно-тектоническую связь кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивая расположение их алмазоносных разностей в малоамплитудных лениаментных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

Литература:

1. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии.- М.: Наука. 1985. 248 с.

2. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм.-Воронеж: ВГУ. 2000. 161 с.

3. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей.- Новосибирск: Сибтехнорезерв. 2004. 166 с.

4. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Палеотектоническое развитие Сибирской платформы в течение байкальского и каледонского этапов и кимберлитовый магматизм // Сб.: Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) -Воронеж: ВГУ. С. 86-95.

5. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Методическое пособие. Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып. 68. - Воронеж: ВГУ. 2003. 99 с.

6. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа.- М.: Недра. 1994. 143 с.

ТЁМНЫЙ МОНАЦИТ (КУЛАРИТ) ИЗ РОССЫПЕЙ КУЛАРСКОГО КРЯЖА (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ) – СОСТАВ, ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА

Лазарева Е.В.[1], Прокопьев А.В.[2], Карманов Н.С.[1], Сергеенко А.И.[2], Жмодик С.М.[1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[2] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Минералы группы монацита служат источником редкоземельных элементов (REE), но также, благодаря высокому содержанию входящим в структуру U и Th, широко используются для U-Pb и Th-Pb датирования геологических событий. Часто в углеродсодержащих сланцах редкоземельные элементы накапливаются в виде аутигенного монацита. Это так называемый чёрный или тёмный монацит (Black or dark monazite) [18, 9]. Подобный монацит описан в углеродистых отложениях различного возраста и сопутствующих россыпях различных частей мира [19, 12, 18, 9, 14, 15, 10, 8]. На территории России тёмный монацит установлен в россыпях р. Удерей на юге Енисейского кряжа (первое описание подобного монацита в мире) [1]. В коренных породах тёмный монацит приурочен к чёрным сланцам удерейской свиты рифейского возраста. Минерал широко распространён на северо-востоке России, включая Якутию (Верхоянская складчатая область), бассейн реки Колымы, Чукотский полуостров, Приморский край, на полярном Урале (Тиманский кряж), в Вятко-Камской впадине [2, 3, 7, 4, 6, 5]. В российской традиции тёмный монацит носит имя «куларит», данное по месту находки в шлихах из четвертичных отложений Куларского кряжа (СВ Якутии) [3]. С 90-х годов XX века тёмный монацит считают геохронометром диагенеза [14] и метаморфизма пород. В отложениях Куларского кряжа, датированных пермским возрастом, тёмный монацит (куларит) содержится в значительных количествах и накапливался в кайнозойских россыпях. В данной работе представлены результаты изучения состава и возраста нескольких зёрен куларита (рис.1) из россыпи рч. Урасалах Куларского кряжа.

Состав и микроморфология зёрен куларита исследованы на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (TescanLtd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) с термополевой эмиссией, позволяющем изучать частицы наноразмерности. Реальное время набора спектров составляло 60 сек. При определении возраста ток пучка электронов составлял 20 нА, содержание U, Th и Pb определяли на волновом спектрометре по линиям U*M* ,

Th*M* и Pb*M*. Обычный количественный анализ и картирование распределения элементов осуществляли на ЭДС при токе зонда 1.5 нА.

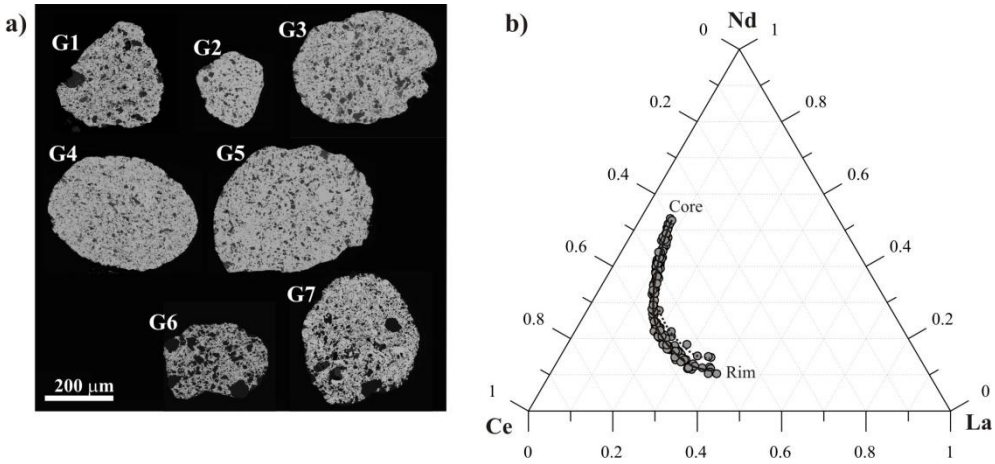


Рис. 1. Внешний вид изученных зёрен тёмного монацита (a) и диаграмма Ce-Nd-La по всей совокупности данных (в атомных единицах) (b).

Выделения тёмного монацита из различных частей мира обладают общими чертами – это округлые зёрна, из-за чего монацит также носит название «нодулярный» (nodular monazite). Изученные семь зёрен имеют размер от 200 до 400 □m в поперечнике (рис. 1a) и представляют собой агрегат монацита со значительным количеством включений (в порядке убывания): кварц, гётит, каолинит, альбит, мусковит, рутил, кальцит, апатит, циркон.

Нодули тёмного монацита из различных частей мира характеризуются зональным распределением REE [3, 11, 18, 9, 17]. Центр обогащён Nd и тяжёлыми REE, края – La и Ce. Распределение элементов очень симметричное, невзирая на форму нодулей. На диаграмме Ce-La-Nd составы монацита всех проанализированных зёрен укладываются в чёткий тренд (рис. 1b). Почти всё зёрна не являются целыми нодулями. Самый малый фрагмент (рис. 1a, G2) судя по соотношению REE, является центральной частью крупного нодуля; зерно G1 представляет фрагмент краевой части, остальные являются большими частями нодуля, иногда только обломанных с края (рис. 2). Зёрна разделяются на два типа: (I) в зёрнах G3, G4, G7 (рис. 2) от центра к краю соотношение REE изменяется постепенно; (II) зёрна G5 и G6 состоят из 2-х зон, различимых на картах или профилях. Самое высокое содержание Nd установлено в центре зерна G4 и составило 23.2 масс. % (0.34 формульные единицы (фе)); минимальное в краевой части зерна G7 и составило 4.2 масс. % (0.28 фе). Максимальное разнообразие состава внутри нодуля характерно для зерна G4, в котором соотношения Ce-Nd-La почти полностью повторяют общую линию тренда (рис. 1b). Установлена линейная

зависимость между содержанием La и отношением Ce/Nd. В массовых процентах зависимость описывается формулой Ce/Nd = 0.2318La + 0.1135.

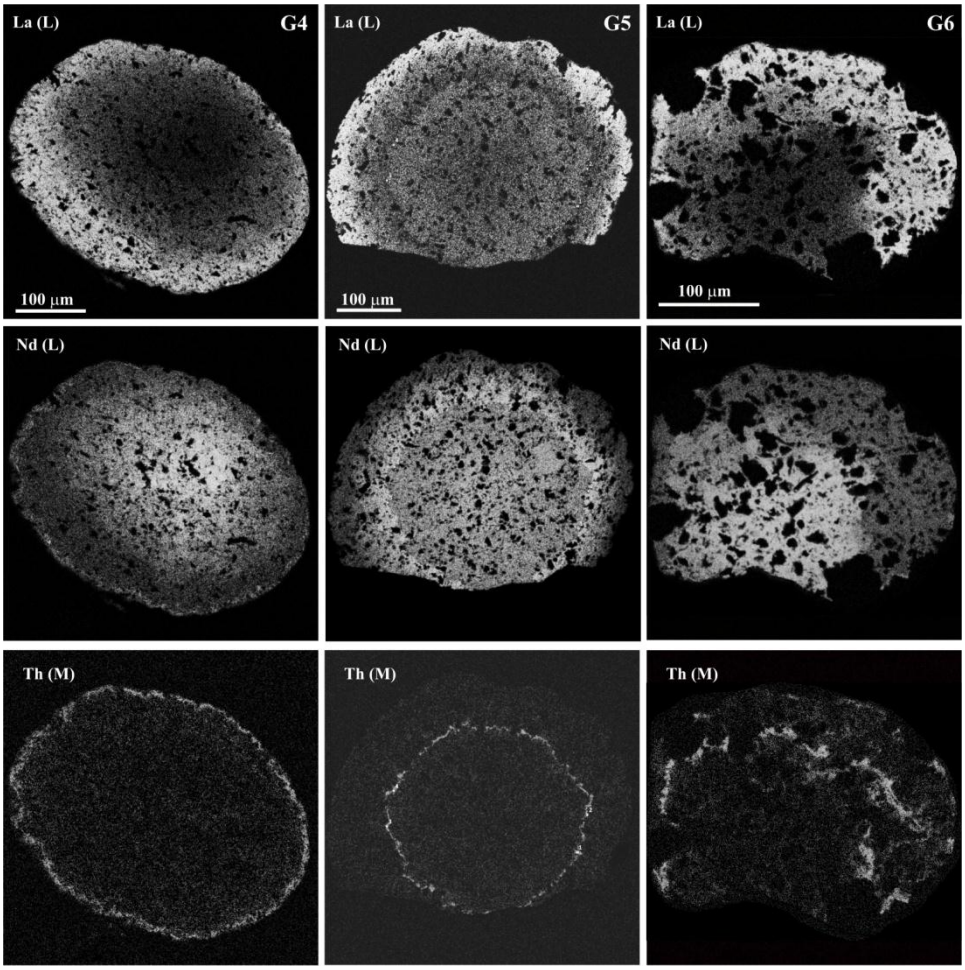


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов и Th внутри зёрен G4, G5, G6

Обогащённое Th тонкое кольцо в нодулях тёмного монацита описано неоднократно [11, 16, 17]. Оно расположено на краю или в центре, или и на краю, и в центре нодулей. Во всех изученных нами зёрнах наблюдается такое кольцо. В нодулях с одной зоной Th обогащён край, а в зёрнах с двумя зонами – граница между ними. Торием могут быть обогащены края обеих зон, как показано для нодулей тёмного монацита из отложений Австралии. Причём зоны имеют разный возраст – 725 и 510 Ма, который отражает этапы метаморфизма [17]. Разница в возрасте (30–50 Ма) показана между ториевым кольцом и основной частью нодуля из черносланцевых отложений месторождения Сухой лог [16].

Первые результаты датирования, проведённые только для обогащенных Th участков зёрен тёмного монацита, указывают на возраст около 180 (G4), 140 (G5) и 220 (G6) Ма (рис. 3).

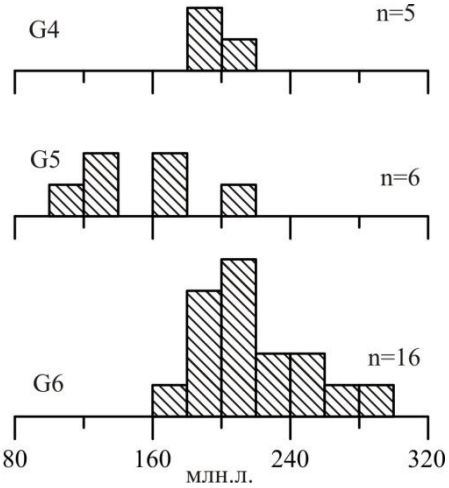


Рис. 3. Th/U-Pb возраст Th-каймы в зёрнах куларита.

VIII.66.1.4. № 14-05-00668, 15-05-06950

Литература:

1. Земель В.К. // Журнал прикладной химии. – 1936. – Т. IX, №11. – С. 1969-1971.

2. Костерин А.В., Алехина К.Н., Кизюра В.Е. // Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР. – 1962. – Т. 15. – С. 253-263.

3. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. // ДАН СССР. – 1995. – Т. 344, №1. – С. 87-90.

4. Осовецкий Б.М., Меньшикова И.А. // Вестник Пермского ун-та. Геология. – 2011. – № 4. – С. 8-19.

5. Сергеенко А.И. // В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975. С. 128–153.

6. Тян О.А., Самусиков В.П., Сергеенко А.И. // В кн.: Россыпи, источники, их генезис и перспективы. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2000. С. 128–134.

7. Юшкин Н.П., Котов А.А. // В кн.: Минералогия рудоносных территорий европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 58–68.

8. Alipour-Asll M., Mirnejad H., Milodowski A. E. //Mineralogy and Petrology. – 2012. – Т. 104. – №. 3-4. – С. 197-210.

9. Burnotte E., Pirard E., Michel G. //Economic Geology. – 1989. – Т. 84. – №. 5. – С. 1417-1429.

10. Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P. //The Canadian Mineralogist. – 2001. – V. 39, №. 3. – P. 717-727.

11. Chenery S. and Cook J. M. // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. – 1993. – V. 8. – P. 299-303.

12. Cooper D. C., Basham I. R., Smith T. K. On the occurrence of an unusual form of monazite in panned stream sediments in Wales // Geological Journal. – 1983. – Т. 18. – №. 2. – С. 121-127.

13. Distler, V. V., Yudovskaya, M. A., Mitrofanov, G. L., Prokof'ev, V. Y., & Lishnevskii, E. N. //Ore Geology Reviews. – 2004. – V. 24, №. 1. – P. 7-44.

14. Evans J., Zalasiewicz J. U. //Earth and Planetary Science Letters. – 1996. – Т. 144. – №. 3. – С. 421-433.

15. Lev S. M., McLennan S. M., Hanson G. N. // J. of Sedimentary Research. – 2000. – Т. 70. – №. 5. – С. 1234-1245.

16. Meffre, S., Large, R. R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S. E., ... & Hergt, J. M. // GCA. – 2008. – V. 72, №. 9. – P. 2377-2391.

17. Rasmussen B., Fletcher I. R., Muhling J. R. //GCA. – 2007. – V. 71, №. 3. – P. 670-690.

18. Read D., Cooper D. C., McArthur J. M. // Mineralogical Magazine. – 1987. – Т. 51. – №. 2. – С. 271-280.

19. Rosenblum S., Mosier E. L. Mineralogy and occurrence of europium-rich dark monazite / U.S. Geological Survey Professional Paper 1181: Washington. – 1983. – 67 p.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ CE, LA, ND В ФОСФАТАХ REE БОГАТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМТОР (УЧАСТКИ, ЮЖНЫЙ, СЕВЕРНЫЙ, БУРАННЫЙ)

Лазарева Е.В.[1], Жмодик С.М.[1], Карманов Н.С.[1], Толстов А.В.[1], Узюнкоян А.А.[2], Москвин Н.А.[3]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[2]ОАО «Росгеология», г. Москва

[3] ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», ЦПСЭ, г. Якутск

Монацит – фосфат редкоземельных (преимущественно лёгких (LREEs) элементов, (La-Gd)(PO_4), с одной стороны используется для датирования геологических процессов, а с другой – является главным минералом редкометалльных руд [8, 10, 12]. Промышленные концентрации монацита в качестве одного из породообразующих минералов известны в щелочных породах и карбонатитах. Гипергенный монацит встречен в латеритных корах выветривания карбонатитов, где он образует значительные промышленные скопления [7, 8, 6, 13,11, 5, 9]. Богатые редкоземельно-ниобиевые руды (РНР) месторождения Томтор представляют одно из крупнейших в мире скоплений монацита, сформировавшегося в поверхностных условиях [2]. Очень богатые руды распространены в трёх пластовых залежах (участки Северный, Южный и Буранный), заполняющих впадины на «просевшей» коре выветривания,

сформированной по карбонатитам [1, 4, 3]. В данной работе рассматриваются состав и микроморфология монацита из РНР, которые исследованы на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (TescanLtd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) с термополевой эмиссией, позволяющем изучать частицы наноразмерности. Реальное время набора спектров составляло 60 сек.

Монацит в рудах участка Буранный распространен в виде наночастиц размером около 50 нм, которые плотным слоем покрывают внешнюю часть галлуазитовых трубок (длиной 800—3000 нм, диаметром 300 нм) и создают своеобразные, подобные биоморфным, агрегаты [2]. Основными минералами в ассоциации с монацитом являются минералы группы крандаллита, гётит, сидерит и сульфиды, которые в рудах присутствуют повсеместно. По составу минерал относится к Ce-монациту (рис. 1a). На трёхкомпонентной диаграмме Ce-La-Nd, точки составов изученных монацитов участка Буранный, образуют небольшое поле. Прослеживается тренд: при сходном соотношении La-Nd - изменяется содержание Ce.

Выделения монацита из РНР участков Северный и Южный по морфологическим особенностям сходны с теми, что были установлены в рудах участка Буранный. Но в некоторых горизонтах фосфаты REE разнообразные и отличаются формой выделений и соотношением Ce-La-Nd (рис. 1, 2). Фосфаты, с наиболее высоким содержанием Ce (1) формирует агрегаты из игольчатых (или пластинчатых) индивидов (рис. 2b). Промежутки в агрегатах (1) заполнены фосфатом REE (2) с меньшим содержанием Ce (рис. 2b). Весьма распространены трубчатые агрегаты фосфата, в которых трубочки расходятся от единого полого центра (3), подобные монацит-галлуазитовым агрегатам (рис. 2a,b). По составу эти образования находятся в средней части тренда. Сложные экзотические образования фосфата редких земель в виде плотного цветка с заполненной сердцевиной (4) имеют наиболее низкое содержание Ce (рис. 2 a). Отношение La/Nd сохраняется постоянным, а содержание Ce изменяется, что в некоторых случаях приводит к формированию линейного тренда составов (рис. 1b). Содержание Th нигде не превышает 1 масс. %. Содержания REE в таких рудах очень высокие >30 % и в ассоциации с ними наблюдаются минералы группы крандаллита, оксиды Mn, оксиды Ti.

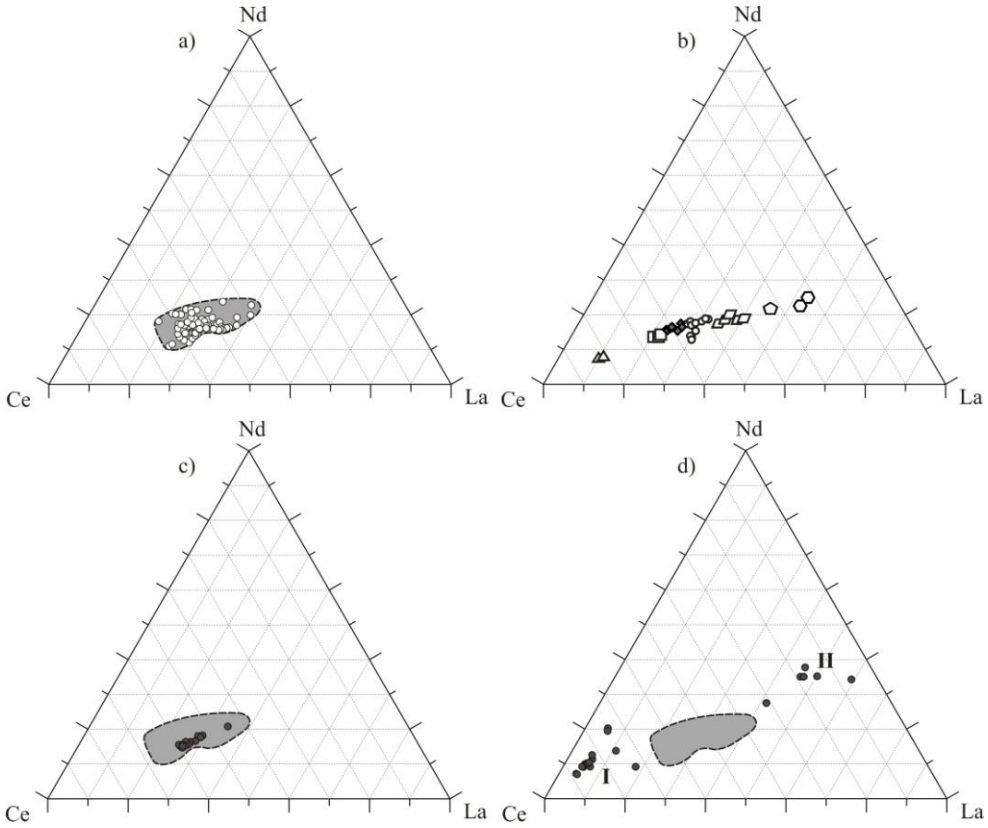


Рис. 1. Соотношение Ce-La-Nd в монацитах из различных типов руд месторождения Томтор: a) монацит-галлуазитовые агрегаты из РНР участка Буранный [2]; b) различные формы выделения фосфатов REE из богатых РНР руд, участка Южный (Скв. 308, 63.0 м); c) и (Скв. 308, 109.0 м); d) из брекчии (Скв. 306, 41.5 м, участок Южный).

Иногда в образцах руд можно наблюдать различные морфологические типы монацита, имеющие близкий состав (рис. 1c, 2 c,d). В таком случае, гётитовые слои обогащены биоморфными агрегатами, которые сложены из трубочек монацита-(Ce) (рис. 2 c,d), подобные тем, что описаны в рудах участка Буранный [2]. В ассоциации с трубчатым монацитом наблюдаются сложные зональные пористые образования гётита (рис. 2 c,d). В слоях, сложенных Fe-хлоритом, монацит более редко, но равномерно распределён в виде экзотических зональных образований.

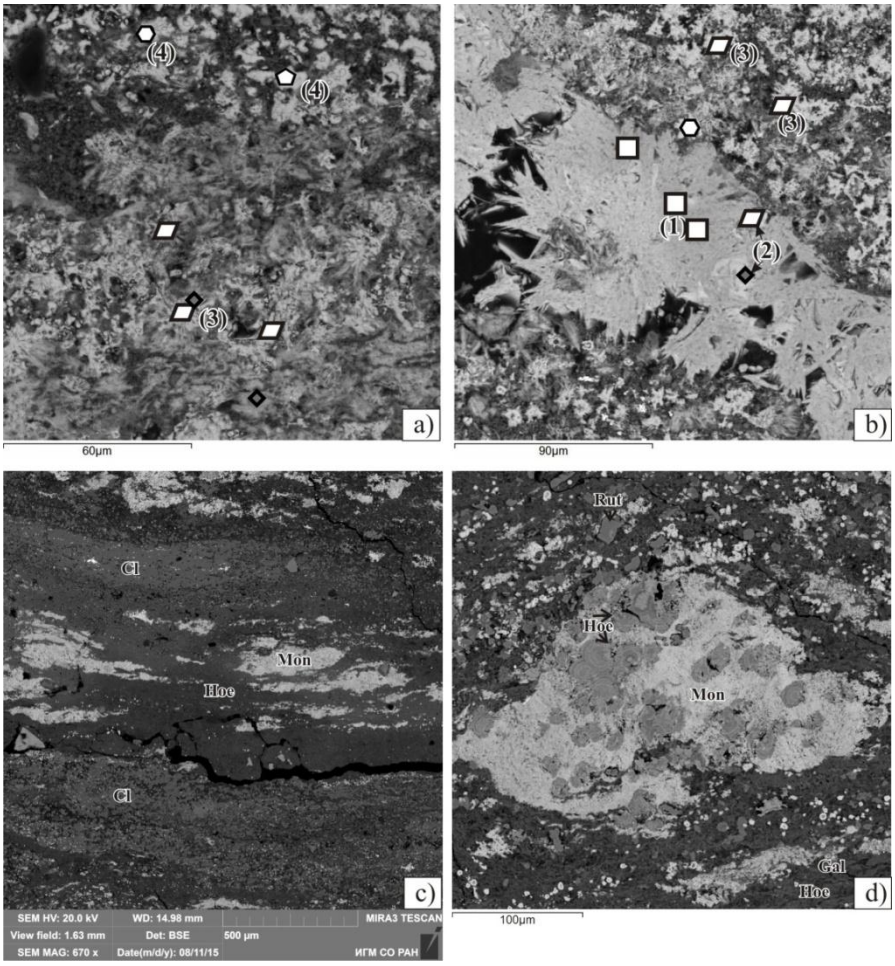


Рис. 2. Формы выделения фосфатов REE в РНР участка Южный: a, b) пластинчатые и подобные цветку агрегаты, различающиеся по соотношению REE (Скв. 308, 63.0 м); условные знаки см. на рис. 1b, цифры – описание в тексте; c, d) трубчатые и экзотические зональные выделения монацита-(Ce) среди слоёв гётита (Hoe) и Fe-хлорита (Cl) (Скв.308; 109.0 м). Фото – сканирующий электронный микроскоп, BSE.

Наибольшее разнообразие составов монацита выявлено в брекчиях, где обломки криптозернистого материала, состоящего главным образом из гётита и железистого хлорита, сцементированы тонкозернистым сидеритом. В обломках, сложенных гётитом, наблюдаются удлиненные индивиды фосфата-(La-Nd), до 10 мкм длиной, который содержит до 6 % Th и до 3 % Y. Встречены разности с преобладанием (La-Nd), (Ce-Th), (Ce) (рис. 1d). В первом содержание Th составляет 6 масс.%, во втором – 18 масс. %, в третьем – 2 масс. %. При дальнейших

исследованиях, имеется возможность определения физико-химических условий формирования различных типов монацита, оказавшихся в брекчии.

Изменение соотношения редкоземельных элементов в фосфатах в различных слоях, и от более ранних - к более поздним образованиям, может говорить о формировании руд в контрастных физико-химических условиях.

№ 14-05-00668, 15-05-06950.

Литература:

1. Коноплев А.Д., Толстов А.В., Васильев А.Т., и др. / Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. Сборник научных трудов. М., Наука. 1995. с. 223—241.

2. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В. и др. // Геология и Геофизика. – 2015. – Т. 56. № 6. – С. 1080-1115.

3. Минерагения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / Ред. Н.В. Межеловский. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2011. 308 с.

4. Толстов А.В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М., ИМГРЭ. 2006. 212 с.

5. CastorS.B., HedrickJ.B. // Industrial Minerals volume. 7th edition. Littleton, Colorado, Society for Mining, Metallurgy, and Exploration. 2006. p. 769—792.

6. De Toledo M.C.M., De Oliveira S.M.B., Fontan F., et al. // BrazilianJ. Geol., 2004. v. 34. № 1. p. 135—146.

7. Lottermoser B.G. // Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1988. № 2. p. 67—70.

8. Mariano A.N. // Rev. Miner. Geochem., 1989. v. 21. № 1. p. 309—337.

9. Mariano A.N., Mariano A. // Elements, 2012. v. 8. № 5. p. 369—376.

10. Ni Y., Hughes J.M., Mariano A.N. // Amer. Miner., 1995. v. 80. № 1. p. 21—26.

11. Onuonga I.O., Bowden P. // Miner. Mag., 2000. v. 64. № 4. p. 663—673.

12. Spear F.S., Pyle J.M. // Rev. Miner. Geochem., 2002. v. 48. № 1. p. 293—335.

13. Waber N. // J. Geochem. Explor., 1992. v. 45. № 1. p. 113—157.

ПОЗИЦИОНИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОНТОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТРУБКИ) ИМЕНИ 23 ПАРТСЪЕЗДА МЕТОДОМ СОВМЕЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Молотков А.Е., Павлушин А.Д., Пироговская К.Л.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Кристаллы алмаза, содержащие в себе минеральные включения, как закрытые капсулы доставляют из недр важную для исследователей информацию о происходивших там процессах, недоступных непосредственному изучению. Также имеет существенное значение изучение распределения включений в объеме

кристалла алмаза, от его момента зарождения до конечной стадий роста, для определения термодинамических условий его кристаллизации и состава кристаллобразующей среды [3]. При проведении исследования включений «узников» в алмазах важно правильно выделять различные онтогенические области алмаза «хозяина», соответствующие разным этапам эволюции индивида.

Такие области удобно выделять дополняющими друг друга способами наблюдения, которые раскрывают изначально невидимые глазом особенности строения кристаллов. Основными из таких способов являются наблюдения: в проходящем, поляризованном свете [1], в ультрафиолетовом облучении (фотолюминесценция) и при облучении ускоренными электронами (катодолюминесценция). Каждый из перечисленных способов обладает своими достоинствами и недостатками [2].

Основным достоинством наблюдения в поляризованном свете является получение информации об остаточных механических напряжениях в объеме кристалла – «хозяина», часто вызванных перерывом в ростовом процессе, пластической деформацией либо наличием крупных включений. С технической точки зрения метод так же хорош тем, что в основном не требует специальной пробоподготовки. Недостаток метода заключается в невозможности наблюдения мутных или непрозрачных кристаллов.

Фотолюминесценция при ультрафиолетовом облучении хороша тем, что позволяет выделить онтогенические области, если они богаты микропримесями и структурными дефектами, что не всегда так. Данный метод так же, как предыдущий часто можно применять без пробоподготовки, но и его недостатком является то, что он не подходит для наблюдения непрозрачных кристаллов.

Катодолюминесценция алмаза в сканирующем электронном микроскопе является сложным комбинированным явлением. Основным достоинством получаемых этим способом картин можно считать большую детальность катодолюминесцентной топограммы. Это обусловлено в первую очередь самим сканирующим принципом получения изображения. Ограничением метода является то, что в подавляющем большинстве случаев изображение можно получить только с поверхности бомбардируемого электронами слоя. Иные случаи редки и трудны для интерпретации из-за сложного, комплексного механизма самого явления. Другим недостатком способа является необходимость специальной пробоподготовки для наблюдения внутренних особенностей строения (требуется механическая распиловка или шлифовка изучаемого алмаза полировка образца и напыление углеродом).

Комбинирование указанных методов способно дать наиболее точную и полную картину. С целью получить более полное представление о внутренней ростовой эволюции онтогенических зон кристаллов природного алмаза из месторождения «Имени 23 партсъезда», нами было применено наложение цифровых изображений полученных различными методами оптической и электронной микроскопии.

Изображения были получены с алмазных пластин выпиленных из кристаллов содержащих включения минералов – «узников». Для съемки в оптическом диапазоне использовался стереомикроскоп Olympus SZX-12, оснащенный трансфокатором с диапазоном увеличения 9 – 250 раз. Так же использовался комплект поляризационных фильтров SZX-PO, SZX-AN, с кольцевым осветителем и управляемым источником света. Для возбуждения фотолюминесценции применялся ультрафиолетовый осветитель ОИ-19 со светофильтром (максимум пропускания λ - 390 нм). Фотографирование проводилась при помощи цифровой фотокамеры Olympus C5060. Съемка катодолюминесцентных топограмм проводилась на электронных сканирующих микроскопах SEM LEO 420 и JEOL JSM-6400LV. Для наложения полученных в цифровом виде изображений использовалась программа Adobe Photoshop (версии 7.0).

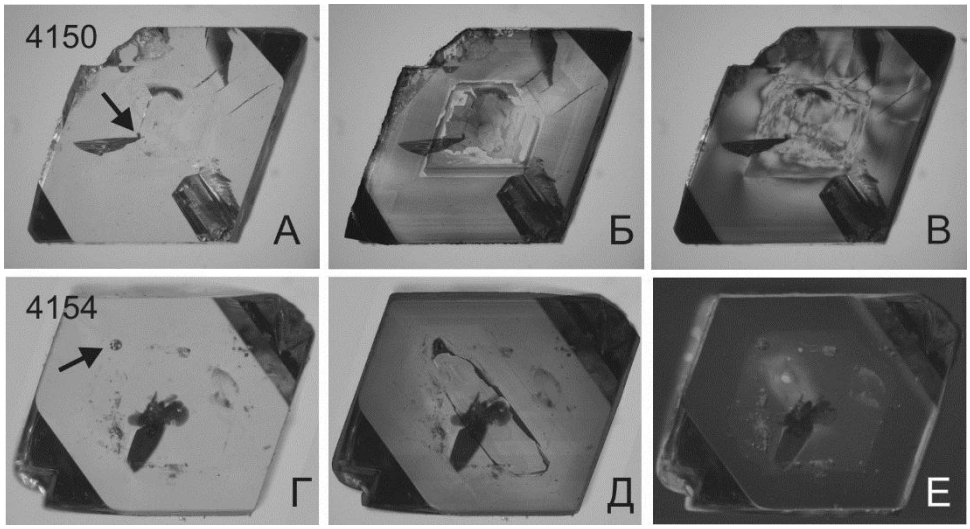


Рис. А – пластина 4150 в падающем и проходящем свете, содержащая микровключение сульфида на краю трещины, близко к центу (указано стрелкой).
Б – на предыдущее изображение наложена катодолюминесцентная топограмма. Хорошо видно, что включение находится близко к центру в области начального роста, где кристалл еще не получил своей окончательной октаэдрической формы.
В – на изображение А наложено изображение в проходящем поляризованном свете. Центральная область в отличии от периферии находится в поле множественных механических напряжений.
Г – пластина 4154 в падающем и проходящем свете, содержащая множественные включения, в том числе довольно крупное (указано стрелкой).
Д – на изображение Г наложена катодолюминесцентная топограмма. Отчетливо видно, что крупное включение находится в темной промежуточной зоне, которая разделяет центральную и периферическую зоны роста.

Е – на изображение Г наложено картина фотолюминесценции при ультрафиолетовом облучении. Центральная область, содержащая большинство включений, имеет более яркое свечение, что так же подтверждает, двухэтапную историю эволюции.

Результаты подхода, при котором комбинируются изображения можно наблюдать на рисунке. Такие приемы особенно ценены при изучении образцов с большим количеством включений, когда их положение в областях демонстрирующих многоэтапную эволюцию кристалла может быть не очевидно.

Литература:

1. Варшавский А.В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. – М.: Наука. 1968.

2. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. - Новосибирск: Наука. 2000.

3. Буланова Г.П., Лескова Н.В., Павлова Л.А. Зональное распределение и эволюция состава сингенетических включений в алмазе // Физические свойства и минералогия природного алмаза. - Якутск : Изд-во Якут. фил. Сиб. отделения АН СССР. 1986. – С. 45. - 73.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЦИРКОНИЙСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБКИ МАНЧАРЫ ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Опарин Н.А.[1], Олейников О.Б.[1], Попов В.И.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2] Арктический инновационный центр СВФУ им. М. К. Аммосова, г. Якутск

В 2007 г. на территории, расположенной на правобережье р.Лена, в 100 км к югу от г. Якутск была открыта трубка Манчары, сложенная кимберлитовой брекчией и порфировым кимберлитом [2]. Порфировые выделения представлены в разной степени карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по оливину. Основная масса сложена флогопитом, серпентином, кальцитом, перовскитом, апатитом, минералами переменного состава магнетит-хромшпинелид и андрадит-шорломит. Для мезостазиса характерно присутствие редких минералов циркония – кимцеита (гранат ряда кимцеит-керимасит) и кальциртита, которые ранее не были диагностированы в породах трубок Якутской кимберлитовой провинции. Ранее циркониевые гранаты отмечались в качестве обычных минералов в оранжеитах [4]. Кальциртит установлен в кимберлитах Новоласпинской трубки, расположенной в Восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита, где этот минерал рассматривается как индикатор позднемагматического процесса кристаллизации остаточного кимберлитового расплава [3].

Исследование состава цирконийсодержащих минералов кимберлитовых пород проводилось по стандартной методике на сканирующем электронном микроскопе

JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy (аналитик Попова С.К.).

Кимцеит слагает ксеноморфные незональные зерна размером до 20 мкм. В целом большинство зерен кимцеита, имеют относительно выдержанный состав (содержание ZrO_2 до 38,0 мас. %, табл. 2). В то же время встречаются идиоморфные зерна размером до 30 мкм, имеющие зональное строение и окруженные андрадитовой оболочкой (рис. 1а, табл. 1). В этих зернах наиболее низкие содержания ZrO_2 отмечаются в краевых частях (8,7 – 15,3 мас. %), в то время как в центральной зоне количество этого оксида варьирует от 24,0 до 30,0 мас. % (табл. 2). Таким образом, содержание ZrO_2 уменьшается от центральной части к периферии зерна, в то время как количество оксидов остальных элементов (Al, Fe, Ti, Ca, Si и Mg) увеличивается в том же направлении.

Кальциртит присутствует в основной массе породы в виде ксеноморфных зерен, размером менее 15 мкм. Минерал обычно образует сростки с бесформенными выделениями кальцита и иногда встречается в виде скоплений зерен (рис. 1.b.). Составы отдельных зерен выдержаны (табл. 3).

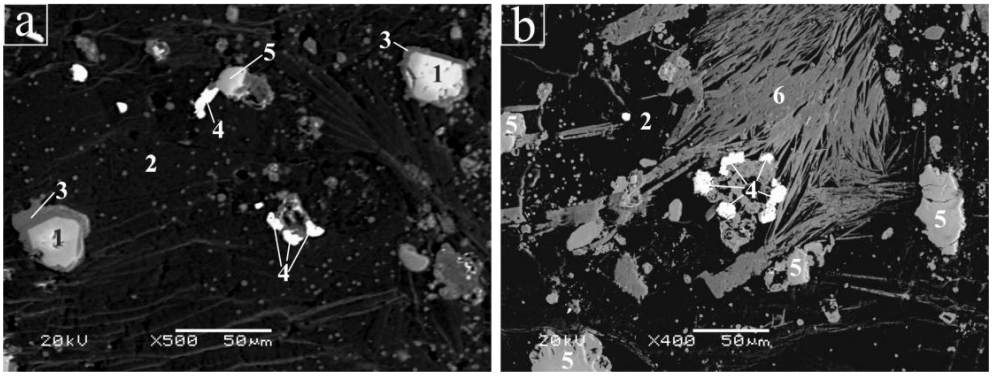


Рис. 1. Минералы циркония в основной массе порфирового кимберлита: 1 – кимцеит с зональным строением, 2 – серпентин, 3 - андрадит , 4 –кальциртит, 5 –перовскит, 6 – кальцит

Таблица 1

Химический состав андрадита в порфировом кимберлите трубки Манчары

Оксиды	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Сумма
1	36,23	4,72	3,92	19,11	1,89	32,60	98,47
2	34,78	4,49	3,74	26,08	2,90	29,82	101,82
3	36,99	4,45	3,50	19,55	2,67	32,31	99,47

Таблица 2

Химический состав кимцеита в порфировом кимберлите трубки Манчары

Оксиды	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	ZrO_2	Сумма
1(центр)	13,5	8,3	5,7	12,7	1,3	27,1	30,8	99,5
1(край)	25,3	8,9	4,7	14,7	2,6	34,3	8,7	99,3
2	8,3	6,0	5,3	16,7	2,0	25,1	38,0	101,4
3	16,2	10,1	6,3	10,2	1,7	30,8	23,9	99,2
4	19,8	11,4	3,6	13,9	2,0	34,1	15,3	100,0
5	22,6	11,0	4,1	15,0	2,5	32,1	12,8	100,1

Таблица 3

Химический состав кальциртита в порфировом кимберлите трубки Манчары

Оксиды	TiO_2	FeO	CaO	ZrO_2	Сумма
1	14,7	0,8	13,4	70,5	99,4
2	14,9	0,5	12,5	73,0	100,9
3	13,7	1,1	13,5	71,6	100,0
4	15,0	2,1	14,3	70,1	101,5

По химическому составу кальциртит близок к тажераниту, но титан в нем находится в четырехвалентой форме, в то время как в тажераните титан трехвалентный [1]. Кроме того, кальциртит отличается от тажеранита размерами и симметрией элементарной ячейки. С целью подтверждения диагностики сложного оксида Ca, Ti и Zr, нами был использован метод *рамановской спектроскопии*, который позволяет идентифицировать химические соединения, в том числе и похожие между собой по составу.

Измерения проводились на измерительном комплексе ИНТЕГРА СПЕКТРА (ЗАО NT-MDT г. Зеленоград) в АИЦ СВФУ, г. Якутск. Для исследований использовались полированные аншлифы порфирового кимберлита. Для проведения КРС измерений был выбран режим со временем накопления сигнала в каждой точке, равным 50с, с длиной волны возбуждающего излучения, твердотельного лазера 532 нм. Мощность в пучке (диаметром <1мкм), при использовании объектива 100× с числовой апертурой NA = 0,7, составило ~3,5 мВт. При проведении спектроскопии использовалась дифракционная решетка 600/600 спектрометра Solar TII.

Полученные спектры (рис. 2) были диагностированы по базе данных рамановских спектров RRUFF Project, при помощи программы Crystal Sleuth. В целом, спектры обоих циркониевых минералов соответствуют спектрам аналогичных минералов из базы данных RRUFF Project. Некоторые отличия в низкочастотной части спектра можно объяснить различием содержания примесей

в минералах. Например, в кимцеите из Магнет Ков (США), спектры которого были использованы нами для сравнения присутствует примесь ниобия, которой нет в кимцеите из Манчары.

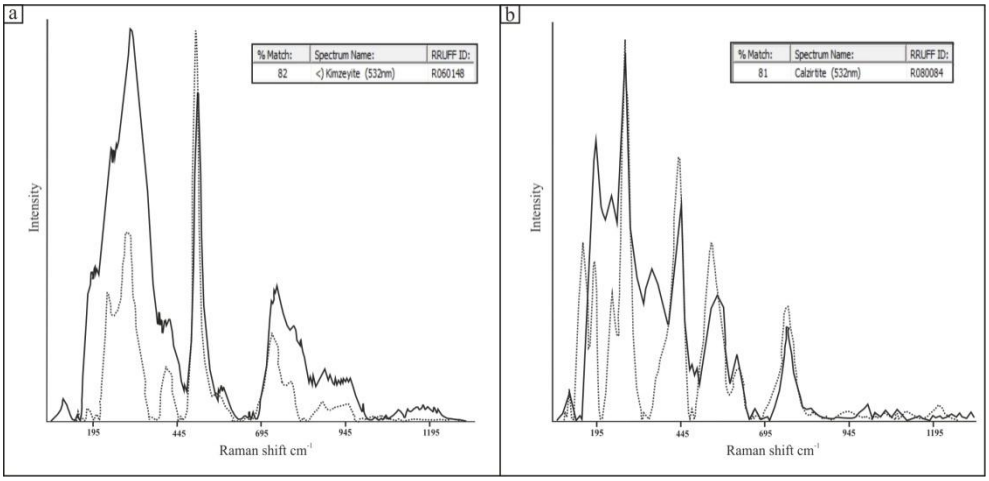


Рис. 2. Раман-спектры: (a) – кимцеит, (b) – кальциртит. Сплошной линией показаны спектры минералов порфирового кимберлита трубки Манчары, пунктирной – спектры минералов базы данных RRUFF Project.

Таким образом, для кимберлитовых пород Якутской кимберлитовой провинции впервые диагностированы кимцеит и кальциртит – редкие минералы циркония, что позволяет предположить наличие геохимической специфики для кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля.

Литература:

1. Конев А.А., Ущаповская З.Ф., Кашаев А.А., Лебедева В.С. Тажеранит – новый кальций-титан-циркониевый минерал // Доклады Академии наук СССР 1969. Т.186, №4. С. 917-920.

2. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишнин В.М., Округин А.В., Сурнин А.А. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геол. и геофиз. 2010. № 1. С. 153–159.

3. Цымбал С.Н., Кременецкий А.А., Соболев В.Б., Цымбал Ю.С. Циркониевые минералы из кимберлитов Новоласпинской трубки и дайки (Восточное Приазовье) // Геохимия магматических пород. М.: ГЕОХИ, 2010.

4. Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks // Plenum Press: New York and1.ndon. 1995. 410 p

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ТРУБОК ДАБАН И АПРЕЛЬСКАЯ

Опарин Н.А. [1], Мишнин В.М.[2], Андреев А.П. [2], Олейников О.Б. [1], Бабушкина С.А.[1,3], Заякина Н.В. [1]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
[2]ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», ЦПСЭ, г. Якутск
[3]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В южной части Якутского поднятия, в непосредственной близости от ранее отрытого Хомпу-Майского кимберлитового поля [3], в результате геофизических и буровых работ, проведенных в 2014 – 2015 гг. геологами Государственного унитарного горно-геологического предприятия Республики Саха (Якутия) "Якутскгеология", были открыты кимберлитовые трубки Дабан и Апрельская. По мнению соавторов статьи В.М. Мишнина и А. П. Андреева данные тела находятся в пределах нового Барылайского поля, а не являются кустом Хомпу-Майского кимберлитового поля. Трубки прорывают карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыты (105 – 140 м) юрскими терригенными отложениями. Вещественный состав кимберлитовых брекчий и порфировых кимберлитов этих тел однотипен. Ксенолиты псевдоморфоз серпентина по макрокристаллам и вкрапленникам оливина в разной степени карбонатизированы. Основная масса наименее измененных микроучастков микрозернистая, сложена преимущественно мелкопластинчатым флогопитом, ксеноморфными выделениями карбоната и редкими реликтами серпентина. Для пород характерны интенсивная наложенная карбонатизация и гипергенные изменения.

Кимберлитовые породы трубки Дабан охарактеризованы 31 химическими анализами образцов, отобранными из керна четырех скважин (скв. 1421, 1426, 1427 и 1428) в интервалах глубин 146,2 – 219,3 м. По данным петрохимического изучения в трубке Дабан вскрыты кимберлиты, в большинстве случаев доломитизированные (рис. 1). Каких-либо закономерностей в изменении содержание оксидов с глубиной не выявлено. В целом породы трубки можно отнести к Fe-Ti, низко-К петрохимическому типу в той или иной степени доломитизированных кимберлитовых пород. Наименее затронутыми вторичными процессами и засоренностью коровым материалом являются породы из скв. 1428.

Трубка Апрельская охарактеризована 43 химическими анализами образцов, отобранными из керна трех скважин (скв. 1533, 1532 и 1422) в интервалах глубин 109,2 – 250 м. По сравнению с породами тр. Дабан, кимберлиты данной трубки в меньшей степени подверглись процессам карбонатизации. Между содержаниями SiO_2 и MgO во всех изученных выборках, за исключением отдельных образцов, отмечается хорошо выраженная положительная зависимость, характерная для неизмененных или слабо измененных кимберлитов [1]. Помимо этого, между

содержаниями CaO и MgO в породах трубки Апрельская также для большинства образцов фиксируется обратная зависимость, характерная для неизмененных или слабоизмененных пород. Абсолютно все изученные пробы из скважин трубки Апрельская, так же как и из тр. Дабан, относятся к низкокалиевой разности пород. В скв. 1533 с глубиной влияние вторичных постмагматических изменений значительно ослабевает, и породы из Fe–Ti, низко-К 4-го петрохимического типа [2], распространенного в трубках северных полей провинции (Дружба, Космическая, Виктория) приобретают черты 3-го, Mg–Fe, высоко-Ti и низко-К петрохимического типа кимберлитов, распространенного практически во всех полях центральной части ЯАП.

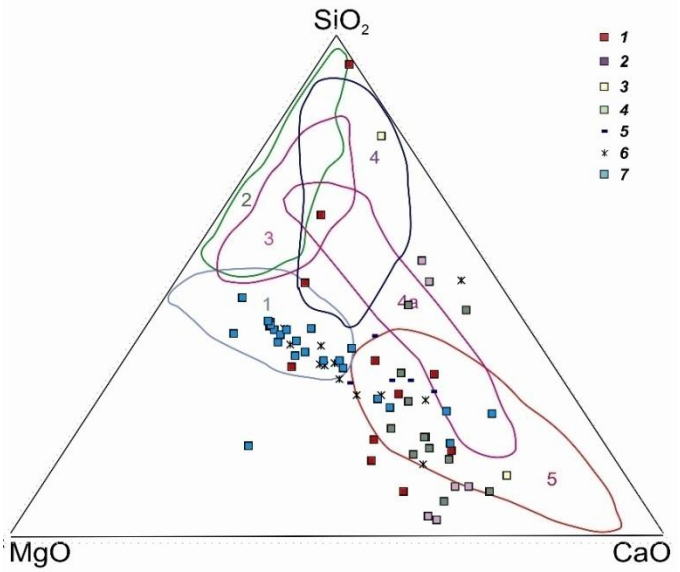


Рис. 1. Соотношение SiO_2, MgO и CaO в кимберлитовых породах трубок Дабан и Апрельская: 1 – скв. 1421, 2 – скв. 1426, 3 – скв. 1427, 4 – скв. 1428, 5 – скв. 1532, 6 – скв. 1422, 7 – скв. 1533.
Оконтурены поля: 1 – кимберлиты; 2 – лампроиты Австралии; 3 – лампроиты Алдана; 4 – лампрофиры мира, в том числе 4а – дамкьерниты; 5 – карбонатиты и карбонанитовые брекчии Восточного Анабара.

Для подтверждения результатов изучения петрохимических особенностей пород был использован метод полуколичественного рентгенофазового анализа.

Результаты полуколичественного рентгенофазового анализа проб кимберлитовых пород трубки Дабан (рис. 2) показывают, что кимберлитовые породы трубки подверглись интенсивной наложенной карбонатизации и гипергенному изменению. Сложные изоморфные взаимоотношения CaO, FeO и MgO в карбонатах отражаются в результатах полуколичественного рентгенофазового анализа, которыми зафиксировано присутствие в породах

кальцита, доломита, магнезита, сидерита. Изменение содержания карбонатов в пределах всего изученного интервала 148,7-219,3 м незакономерное и варьирует от 70 до 90 мас. %, что обуславливает низкие содержания гипергенных минералов, таких, как например каолинит, который установлен лишь в отдельных пробах в количестве от 0 до 8 мас. %. Монтмориллонит присутствует постоянно, но лишь до глубины 171 м (от 2 до 11 мас. %). Серпентин в составе породы значимо фиксируется только с глубины 181,4 м. Результаты изучения образцов подтверждают отсутствие в составе породы неизмененного перовскита, который вероятно заместился микрозернистым агрегатом оксида титана (анатаз).

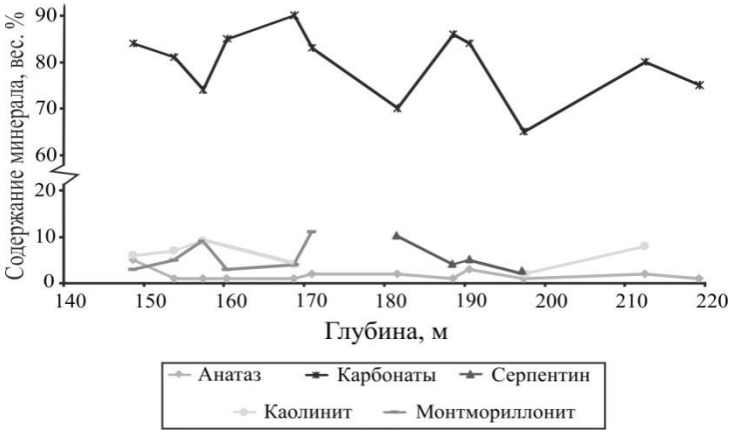


Рис. 2. График распределения минералов кимберлитовых пород трубки Дабан

Результаты полуколичественного рентгенофазового анализа проб кимберлитовых пород трубки Апрельская (рис. 3) показывают, что кимберлитовые породы трубки в пределах данной скважины подверглись интенсивной наложенной карбонатизации и частичному гипергенному изменению. Сложные изоморфные взаимоотношения оксидов Ca, Fe и Mg в карбонатах прослеживаются в результатах полуколичественного рентгенофазового анализа, зафиксировавших присутствие в породах кальцита, доломита, магнезита и сидерита. В пробах до глубины 167 м постоянно присутствуют гипергенные минералы, такие как каолинит. В пределах всего изученного интервала 161,5 – 179 м установлено, преобладание карбонатной составляющей в составе кимберлитовых пород, которая существенно снижается с глубиной с 74 до 53 %. Серпентин в составе породы в значительных количествах (24 %) фиксируется только в самой глубинной пробе (179 м). Кварц прослеживаются в пределах всего изученного интервала, его содержание существенно снижается с глубины 167 м, так же как и содержание слюды. Результаты исследования подтверждают отсутствие в составе породы неизмененного перовскита, вероятно замещенного анатазом. Разбухающих минералов типа смектитов не зафиксировано. В целом полученные результаты

свидетельствует о том, что породы трубки Апрельская карбонатизированы интенсивно, но в меньшей степени, чем породы трубки Дабан.

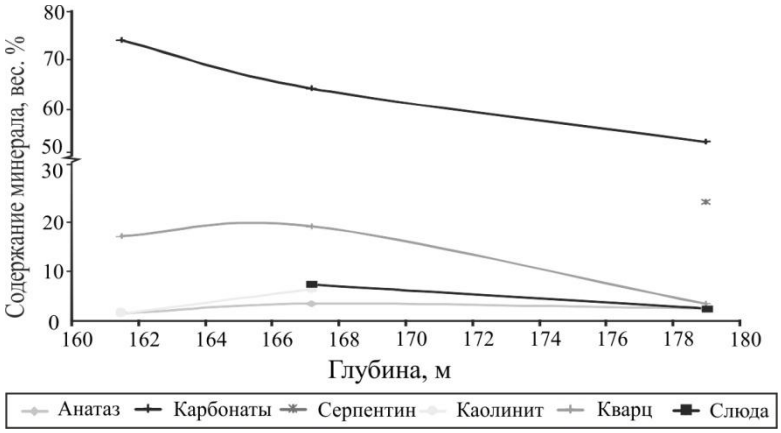


Рис. 3. График распределения минералов кимберлитовых пород трубки Апрельская

В целом полученные данные согласуются с результатами петрохимического изучения образцов и показывают, что для пород характерен однотипный состав, а некоторые отличия обусловлены различиями в интенсивности проявления постмагматических и гипергенных процессов в пределах каждого кимберлитового тела.

Таким образом, петрохимическое и рентгенофазовое изучение пород трубок Апрельская и Дабан показало, что они подвергались поздне- , постмагматическим и гипергенным изменениям. Присутствие неизмененных кимберлитов на более глубоких горизонтах тр. Апрельская (Mg–Fe, высоко-Ti и низко-K петрохимический тип) может свидетельствовать о потенциальной минералогической алмазоносности тела.

Литература:

1. Василенко В.Б., Толстов А.В., Минин В.А., Кузнецова Л.Г. Нормативный кварц как критерий интенсивности массопереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская // Геология и геофизика. 2008. Т.49. №12. С. 1189-1204.

2. Костровицкий С.И., Специус З.В., Алымова Н.В., Суворова Л.Ф. Клинопироксен-оливин-ильменитовая мегакристная ассоциация из кимберлитов трубки Удачная // ДАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 93-97.

3. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишнин В.М., Округин А.В., Сурнин А.А. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геол. и геофиз. 2010. № 1. С. 153–159.

ПЕРВАЯ НАХОДКА АЛМАЗОВ III РАЗНОВИДНОСТИ В КАРНИЙСКИХ ТУФАХ БУЛКУРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Павлушин А.Д., Граханов С.А., Олейников О.Б., Новгородов А.Н.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Характерной особенностью алмазов из карнийских туфов Булкурской антиклинали является высокое содержание серых, переполненных включениями графита кристаллов V разновидности и сложных двойников и сростков додекаэдроидов VII разновидности (по Орлову, 1984) с легким ($\delta^{13}C$ –22,5‰) изотопным составом углерода. С ними ассоциируют (5 – 10 %) желто-оранжевые кубоиды II разновидности с изотопным составом углерода промежуточного ($\delta^{13}C$ –13,60‰) состава. Среди кристаллов I разновидности преобладают типичные округлые скрытослоистые додекаэдроиды (уральский тип) при сравнительно низком содержании додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации (жильный тип) и ламинарных алмазов, характерных для богатых коренных месторождений [1, 2] (табл.).

Таблица

Типоморфные особенности алмазов карнийского яруса Булкурской антиклинали [2].

Разновидности алмазов по Ю.Л. Орлову, %									
Наименование участков антиклинали	I					II	III	IV	V+VII
	ламинарные	Округлые			сумма				
		уральского типа	жильного типа	сумма					
Булкур, т.н. БГ1	19,2	41,6	7,9	49,5	68,7	3,3	0,0	0,5	22,9
Булкур, т.н. ПГ2	19,7	49,1	4,8	53,9	73,6	2,3	0,0	2,0	22,5
Хатыстаах	21,6	51,7	7,6	59,3	80,9	1,3	0,0	1,3	14,0
Улахан-Альджархай	11,2	58,2	8,9	67,1	78,3	2,3	0,0	0,0	19,2

Общее содержание твердых включений в алмазах является довольно высоким и достигает половины и более от общего количества кристаллов, причем среди них резко преобладают эпигенетические включения графита. По результатам микрорентгеноспектрального анализа включений из семи алмазов (из них шесть I кристаллов разновидности) установлены: оливин в октаэдрическом кристалле (ультраосновной парегенезис), а также гранат оранжевого цвета в октаэдре, гранат оранжевый+омфацит в октаэдре и гранат оранжевый+омфацит в двух додекаэдроидах с шагренью (эклогитовый парагенезис) и в одном двойнике

додекаэдроидов VII разновидности диагностировано включение санидина (эклогитовый парагенезис) [1].

В туфогенно-осадочных породах Булкурской антиклинали установлено высокое содержание алмазов с легким изотопным составом углерода, в том числе среди округлых кристаллов I разновидности уральского или жильного типов, которые ранее все считались «изотопно-тяжелыми». По-видимому, кристаллизация алмазов из триасовых туффитов происходила вблизи термодинамической границы фазового перехода алмаз–графит из различных источников углерода. Это отвечает эклогитовому парагенезису, который сопровождается высокими содержанием пиропов из алмазоносных эклогитов, а также рутилом и примазками жадеита (омфацита) на кристаллах алмаза [2].

Ранее считалось, что среди алмазов Булкурской антиклинали отсутствуют индивиды III разновидности, которые в качестве экзотики встречаются в кимберлитах Якутской провинции [3], а также известны в россыпях Анабарского амлазоносного района. При опробовании туфов в 2014 г. был найден крупный кристалл данной разновидности. Опробование было проведено на участке Хатыстаах, где расчисткой вскрыто основание карнийского яруса (рис., а). Туфы лапиллиевые темно-серые до черных с ксенолитами реалит-дацитов, андезитов и округлыми выделениями иллита. Выветрелые разности туфов приобретают ржаво-коричневый цвет. Туфы слабосцементированные. Слоистость и сортировка лапиллей и ксенолитов не наблюдалась. Визуально в туфах фиксируются пиропы. Из выветрелых разностей была промыта шлиховая проба объемом 5 л. Состав шлиха характерный для туфогенных пород – в тяжелой фракции преобладают гидроокислы железа и пиропы. В шлихе выявлено 8485 зерен пиропов -4+0,25 мм. Пиропы не окатаны, всех цветовых окрасок, среди которых преобладают (40%) оранжевые индивиды. В пробе значительное количество (1893 зн.) хромшпинелидов, но совершенно отсутствует пикроильменит. Установлено 54 зерна рутила и анатаза. В шлиховой пробе объемом 5 л. найдено четыре алмаза, что характеризует уникальную алмазоносность пород. Один кристалл кубической формы III разновидности в классе –8 +4 мм (рис. 1,б). Два кристалла в классе –2 +1 мм и один в классе –1 +0,5 мм, представленные алмазами I разновидности.

По минералогической классификации Ю.Л. Орлова [3] в трактовке ее автора, к алмазам III разновидности относятся кристаллы кубической и реже комбинационной (куб-ромбододекаэдр-октаэдр) формы, представляющие собой полупрозрачные бесцветные или в различной степени серые до черных непрозрачные кристаллы. В отличие от них кристаллы IV разновидности имеют ясно выраженное зональное строение в виде прозрачного ядра и покрывающей его оболочки (coateddiamonds). По результатам исследования на рентгеновском томографе «Skyscan 1272» (выполнена Кедрова Т.В., НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный) обнаруженный кристалл имеет хорошо выраженное однородное

строение, что позволяет нам отнести его к алмазу III минералогической разновидности.

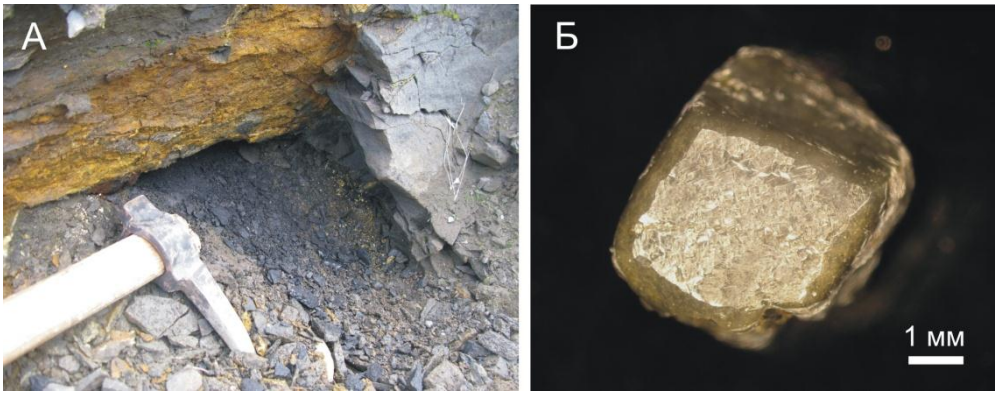


Рис. А - Лапиллиевые туфы основания карнийского яруса; Б - Кубический кристалл алмаза III разновидности

Кристалл III разновидности имеет вес 0,75 карат. Габитусная форма кристалла кубическая, облик изометричный с незначительным уплощением по оси 4-го порядка. На гранях куба (100) наблюдается плотная ячеистая сеть тетрагональных ямок травления обратно-ориентированных относительно кубических ребер кристалла. Кристалл пересекают протяженные каналы травления расположенные вдоль микротрещин заполненных цепочками минеральных выделений. Ребра куба частично замещены выпуклыми, сферическими псевдогранями додекаэдроида. Рельеф додекаэдроида имеет блочное почковидное строение. Общая характеристика микрорельефа алмаза свидетельствует о том, что кристалл претерпел процесс объемного растворения близкий по своей природе представленным здесь алмазам I разновидности уральского типа также несущими следы травления в виде характерного микрорельефа и сферических граней. В чашевидном углублении на поверхности кристалла наблюдается скопление плотно сцементированных минеральных зерен представленных главным образом кварцем, шамозитом и в меньшей степени корочками кальцита и рассеянными микрозернами рутила. Минеральные образования на поверхности кристалла изучены с помощью электронного сканирующего микроскопа JEOLJSM-6480LV, химический состав минеральных фаз определен с помощью энергетического дисперсионного спектрометра Energy 350 Oxford, при напряжении 20 кВ, ток 1 нА, диаметр пучка 1 мкм (ИГАБМ СО РАН, аналитик А.В. Попов). На поверхности кубического кристалла, главным образом в микротрещинах и углублениях рельефа, установлены следующие минералы: хромферид, пирит, галит, сильвин, гипс, рутил, кварц, корунд, иллит, шамозит и кальцит. Практически все перечисленные минеральные фазы, за исключением корунда, были обнаружены

ранее на исследованных ранее алмазах с участка Булкур и бассейна р. Улахан-Альджархай, а также проведен подробный парагенетический анализ их ассоциаций (табл. 2). Основная часть выявленных минеральных ассоциаций, как и в случае с кубом III разновидности, соответствует составу вмещающих алмазоносных туфов. Кроме того, при изучении состава примазок на кристаллах из туфов Булкурской антиклинали, на кристалле VII разновидности обнаружена высокобарическая парагенетическая ассоциация кварц-жадеит (омфацит). Таким образом, можно предположить, что образование алмазов этого типа также происходило в эклогитах [4]. С помощью рентгеновской томографии в кристалле III разновидности установлены высококонтрастные относительно основного объема алмаза многочисленные включения трассирующие глубокие микротрещины расположенные внутри кристалла. Их минералогический состав предстоит изучить в дальнейшем микрозондовым методом.

Литература:

1. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. –2003. – Т. 44, №11. – С. 1191-1201.

2. Граханов С.А., Молотков А.Е., Олейников О.Б, Павлушин А.Д., Помазанский Б.С. Типоморфизм и изотопия алмазов триасовых туффитов Булкурской антиклинали. // Отечественная геология. 2015. №5. С. 16-22.

3. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. М. Наука. 1984. 264 с.

4. Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 45–51.

МОРФОЛОГИЯ, МОРФОМЕТРИЯ И МОРФОГЕНЕЗ РАННЕМЕЛОВЫХ КАРСТОВ ЭБЕЛЯХСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

Пак Н.Л.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

На правом берегу р. Анабар, в пределах Эбеляхской алмазоносной площади, фрагментально развиты карстовые полости, заполненные меловыми кластическими отложениями. Вмещающие породы представлены оленекским, джахтарским, силигирским горизонтами и анабарской свитой среднего кембрия.

Основными предпосылками, по Максимовичу [2], определяющими интенсивность процессов карстообразования, а также морфологию карстовых форм и закономерности их размещения в погребенном рельефе являются: состав и строение карстующихся пород, степень раздробленности и морфоструктурные особенности их развития, а также наличие движущейся воды.

Среди кембрийских карбонатных отложений исследуемой территории отчетливо выделяются два типа осадков – массивные и толсто-плитчатые

существенно-доломитовые породы анабарской свиты и слоистые тонкоплитчатые известняковые и глинисто-известняковые породы джахтарского и силигирского горизонтов.

По данным архивных материалов ОАО «Нижне-Ленское», в пределах Эбеляхского алмазоносного поля, в настоящее время известно 229 карстовых полостей, выполненных меловыми отложениями.

Контуры карстовых образований в плане имеют округлую, овальную, неправильную (лопастную) форму, в разрезе: корытообразную, колодцеобразную, чашеобразную и конусовидную – очевидно, что данные полости являются *карстовыми воронками*.

Сопоставляя разрезы впадин, вскрытых буровыми скважинами в исследуемом районе, с разрезами известных генетических типов карстовых воронок по Г.А. Максимовичу и Л.В. Голубевой [2], можно выделить три гентипа карста: коррозионно-провальные, коррозионно-просадочные, коррозионно-суффозионные воронки, а так же карстовые полости, приуроченные к тектоническим зонам.

Коррозионно-просадочные формы являются наиболее распространенным типом воронок Эбеляхской площади. Для воронок этого типа обычно присуща корытообразная и конусовидная форма. Глубина колеблется от 10 до 50 м; размеры в поперечнике составляют от 20-40 м до 200-500 и более метров. Замкнутые карстовые углубления с поперечником более 200 метров можно отнести к карстовым котловинам [1].

Коррозионно-провальные также являются весьма распространенным типом карстовых образований изучаемой площади и характеризуются колодцеобразной формой и довольно большими глубинами, достигающими 106 и более метров.

Коррозионно-суффозионные воронки (воронки «просасывания») встречаются значительно реже первых двух типов.

Карстовые воронки, приуроченные к тектоническим нарушениям имеют вытянутую форму в поперечнике. Это обусловлено направлением тектонических нарушений. В узлах сопряжения тектонических зон обычно образуются изометричные в плане карстовые полости.

По схеме пространственного размещения карстовых форм Эбеляхской площади (рис. 5) выявлены их территориальные закономерности: наибольшая концентрация воронок приходится на междуречье руч. Кумах-Юрях, Баллаганах, Кусун-Эбелях. В основном, это большие и огромные (размеры в поперечнике) [2] воронки округлой и овальной форм. Наблюдается ЮВ линейное «затухание» плотности размещения карстов. В меньшей степени, карстовые процессы проявлены на водораздельной линии р. Куман – руч. Кумах-Юрях. Карстовые воронки на этом участке, в большинстве, являются палеокарстами [3] (перекрыты четвертичными отложениями). «Затухание» наблюдается в северо-восточной периферии. От руч. Кусун-Эбелях до руч. Моргогор, карстовые образования рассредоточены.

Преобладают огромные воронки (размер в поперечнике) [2] овальной и неправильной формы.

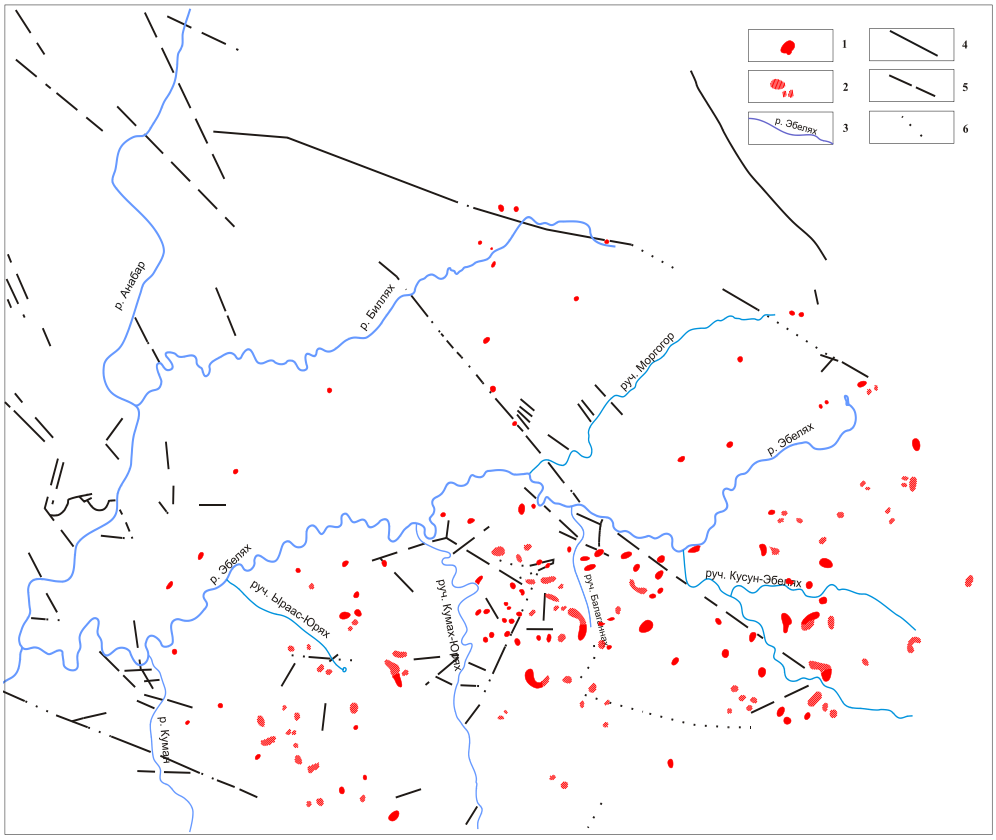


Рис. 5. Схема пространственного размещения карстовых форм Эбеляхской площади: 1 – раннемеловые карсты, 2 – палеокарсты, 3 – гидросеть; разрывные нарушения: 4 – установленные, 5 – предполагаемые, 6- перекрытые четвертичными отложениями.

Посредством наложения контуров карстовых образований на топографическую основу мелкомасштабных карт R-50-VII, VIII и R-49-XI,XII (рис. 1, 2, 3, 4) установленно, что изометричные по форме воронки имеют сравнительно малые размеры и проявленны на пологих склонах, а так же в водосборных воронках (рис. 2).

Овальные, вытянутые по форме, в плане, карсты развиты исключительно на склонах. Палеокарсты (погребенные под более молодыми осадками) приуроченны к наиболее приподнятым участкам исследуемой площади. Их форма в плане, в основном, имеет изометричные очертания, редко можно встретить вытянутую.

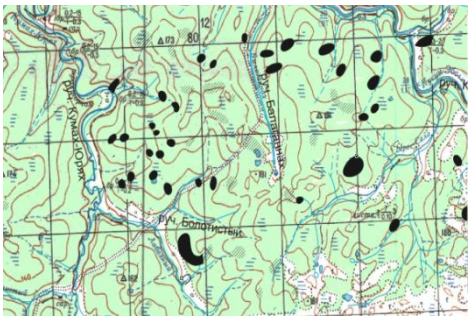


Рис. 1. Наложение карстовых форм на топографическую карту: междуречье руч. Кумах-Юрях – руч. Кусун-Эбелях

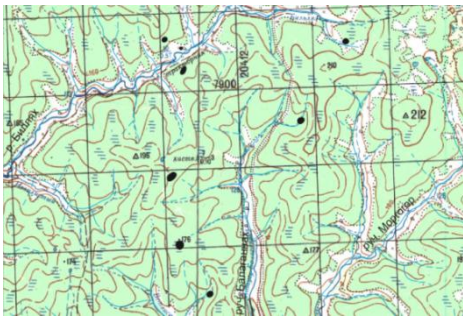


Рис. 2. Наложение карстовых форм на топографическую карту: междуречье р.Биллях – руч.Балаганнах – руч. Моргогор

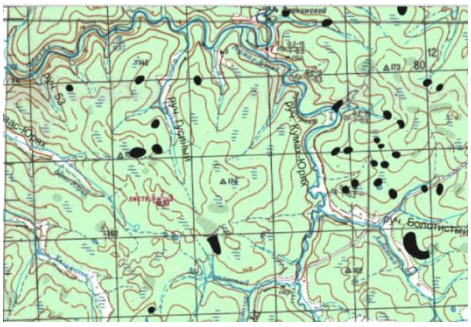


Рис. 3. Наложение карстовых форм на топографическую карту: междуречье руч.Ыраас-Юрях – Руч.Болотистый

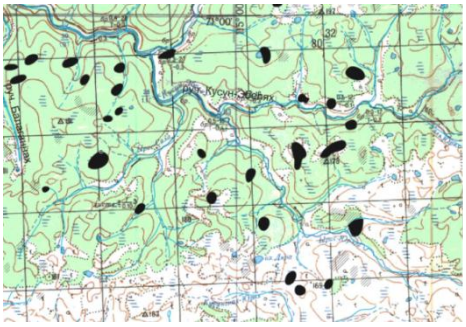


Рис. 4. Наложение карстовых форм на топографическую карту: междуречье руч. Балаганах – руч. Кусун-Эбелях

Таким образом, наиболее благоприятными для карстования являются максимально приподнятые положительные морфоструктуры, заложенные на доломитах анабарской свиты, сильно раздробленных тектоническими нарушениями. Присутствие следов коры выветривания (доломитовой муки) в нижних горизонтах карстовых полостей коррозионно-провального типа, свидетельствует о приуроченности карстов к палеорельефу: горизонтальное залегание выполняющих отложений, с резким несогласием упирающихся в крутые почти отвесные стенки воронки, указывает, что накопление происходило в ранее существующие полости, вероятно, образованные в начальные этапы формирования карстовых полостей Эбеляхской алмазоносной площади.

Литература:

1. Горбунова К. А. Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста: Учебное пособие по спецкурсу/Перм. ун-т. – Пермь. 1985.–88 с.

2. Максимович Г.А., Основы карстоведения. т.1. Пермь. 1963.– 445 с.

3. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л. Древний карст и его россыпная минерагения. М.: Наука. 1985.– 176 с.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Прокопьев А.В.[1], Полянский О.П.[2], Королева О.В.[1], Томшин М.Д.[1], Васильев Д.А.[1]

[1] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Крупные изверженные провинции, как правило, пространственно совмещены с внутриконтинентальными осадочными бассейнами, в частности, с рифтовыми. Одним из масштабных примеров совместного проявления рифтинга и магматической активности является палеозойский Вилюйский осадочный бассейн и одноименная крупная изверженная провинция, охватывающая всю его территорию. Вопрос о причинах происхождения Вилюйского бассейна остается дискуссионным, несмотря на обширную информацию о строении его осадочного чехла и коры. В связи с проблемой происхождения бассейна и изверженной провинции в его структуре становится актуальной корреляция возраста дайкообразования с этапами быстрого погружения и растяжения в разных зонах Вилюйского бассейна [2, 3].

Вилюйский осадочный бассейн – гигантская впадина площадью около 300 тыс. км^2, расположенная на востоке Сибирской платформы, с северо-запада и юго-востока обрамляется двумя роями даек северо-восточного простирания: Вилюйско-Мархинским (протяженность 750-800 км, ширина 125-150 км) и Чаро-Синским (протяженность 450-500 км и ширина 175 км – северо-западной и – 250 км и 225 км юго-восточной ветвей). На юго-западном окончании прогиба выделяется Контайско-Джербинская структура с рассеянным полем даек северо-восточного простирания и многочисленными силлами. В центральной части бассейна отмечены базальтовые покровы.

С целью корреляции процессов растяжения и дайкового магматизма был определен возраст внедрения даек на основе метода $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных отношений в плагиоклазе и клинопироксене. Проанализированы образцы габбро-долеритов из тел основных дайковых поясов Вилюйского палеорифта (с северо-запада на юго-восток вкрест простирания бассейна): Вилюйско-Мархинского (образцы 9/198-450, 50/49-105, 38/43-101 и ОБ-243-3В, МИР 12/51), Контайско-Джербинского (образец М-44-12), Чаро-Синского (образцы М-14-1е и М-6-1э). Образец кварцевых монцонит-порфиров (М-6-1э) отобран из сложной дайки, центральная часть которой представлена монцонитоидами, краевые зоны – габбро-долеритами. Образцы 9/198-450, 50/49-105, 38/43-101 и ОБ-243-3В пространственно совмещены и находятся в пределах Накынского кимберлитового поля. Положение образца А-84-67 однозначно определить затруднительно. Он может относиться к Чимидикянскому рою северо-восточного окончания

Вилюйско-Мархинского пояса, или к дайкам Молодинского пояса северо-западного простирания. Для даек северо-западного Вилюйско-Мархинского пояса определены возраста 389.7±3.6, 345.6±4.6; 374.4±6; 374.0±7373.5±3.9 млн лет – по плагиоклазу и 373.7±1.5; 373.8±2.2 и 376.3±1.9 млн лет – по пироксену. За исключением самой молодой и самой древней датировки попадают в диапазон 370 –380 млн лет. В пределах Контайско-Джербинской структуры фиксируется возраст 378.0±3.8. Для даек юго-восточного Чаро-Синского пояса определены по плагиоклазу возраста дайки М-14 и кварц-монцонитовой фазы дайки М-6 – 362.1±3.9 и 364.2±3.3 млн лет, соответственно. Значение возраста 389.7±3.6 млн лет может быть объяснено содержанием протоплагиоклаза в породе и фиксировать ранние докамерные этапы эволюции магмы. Внедрение даек в интервале 389–345 млн лет, совпадает с резким ускорением осадконакопления и погружения, вызванного девонским этапом рифтогенеза, фиксируемым по кривым погружения в большинстве изученных разрезов по скважинам. Как показал бэкскрипинг-анализ этап быстрого погружения фиксируется в интервалах 385-374.5 млн лет в восточной части рифта в Линденской впадине и 385-359 млн лет – в западной части рифта в Кемпендяйской впадине. В эти диапазоны укладываются также значения $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста даек Вилюйского палеорифта, полученные другими авторами: 374.4±3.5 [1], 370±0.7, 373.4±0.7, 359.9±1.9, 363.2±2.0 [4], 385.7±0.6, 379.7±0.2, 378.9±0.3, 376.3±0.4, 368.0±0.3, 363.8±0.6, 362.3±0.9 [7], 371.0, 377.7 млн. лет [6]. Выделяются два этапа интенсивности дайкообразования. Первый характеризуется четким пиком 374.6±3.3 млн лет, второй этап – 362.6±1.4 млн лет. Однако связать каждое из них с происхождением отдельного дайкового роя не представляется возможным.

Рассчитан объем минимального среднепалеозойского магматического интрузивного и эффузивного материала в пределах Вилюйской рифтовой структуры из расчета средней толщины даек в 250 м, и оценен в ~113 522 км^3. Однако видимая мощность даек в обнажениях варьирует от 6 до 80 м, достигая в отдельных случаях 250 м. Мы принимаем для расчета среднюю толщину даек у поверхности Земли в 50 м. В этом случае минимальный объем базитового магматизма в дайковых поясах может составлять ~25 286 км^3. В целом, объем дайкового магматизма в Чаро-Синском поясе почти в два раза больше, чем в Вилюйско-Мархинском. Для расчета объема вулканического материала и долеритовых силлов использовались стратиграфические колонки глубоких скважин Сибирской платформы, в которых вскрыты разрезы пород среднепалеозойского возраста. При этом рассматривались только те вулканиты, стратиграфический возраст которых определен как поздний девон–ранний карбон. Силлы долеритов локализованы в основном в нижнепалеозойских и, реже, верхнепротерозойских толщах. Считается, что они также имеют среднепалеозойский возраст. Установлено, что общий минимальный объем базальтов и туфов Вилюйского палеорифта составляет ~38 770 км^3, а долеритов в

силах ~23 840 км^3. Наибольшее количество вулканического материала (11 250 км^3) фиксируется в Кемпендяйской, Сарсанской и Тангнарынской впадинах, которые ограничивает с востока Чаро-Синский дайковый пояс. К этому крылу Вилюйского бассейна приурочен наибольший объем долеритов, связанных с силами. Таким образом, в целом, объем минимального магматического интрузивного и эффузивного материала в пределах Вилюйского палеорифта оценивается в ~176 132 км^3 (при средней мощности даек 250 м) или 87 900 км^3 (при средней мощности даек 50 м), общий минимальный объем среднепалеозойского базитового магматизма, продуцированного в Вилюйской изверженной провинции, составляет около 215 000 км^3 (при средней мощности даек 250 м) или ~ 100 000 км^3 (при средней мощности даек 50 м). По объему магматизма Вилюйская крупная магматическая провинция сопоставима с такими LIP, как SierraMadreOccidental (юго-восток США и Мексика) (0,39 Мкм^3), ChonAike (Южная Америка, Антарктида) (0,23 Мкм^3), Kennedy-Connors-Auburn (восточная Австралия) (0,5 Мкм^3) и Wichita (южная Лаврентия) (0,25 Мкм^3) [5].

Анализ пространственного распределения возрастов даек не позволяет выявить четко проявленную закономерность последовательности внедрения разных роев даек: омоложения возраста даек от краевых зон к центральной оси рифтового бассейна по имеющимся данным не наблюдается. Наиболее адекватной для формирования Вилюйского бассейна представляется модель «рассеянного» (широкого) рифта, когда ширина зоны рифтинга больше мощности литосферы. В таком случае наблюдаемая последовательность внедрения даек может быть объяснена разрастанием области субкорового андерплейтинга базальтовой магмы. Для объяснения продолжительности дайкообразования в течение около 10 млн лет было выполнено численное моделирование методом конечных элементов процесса всплывания мантийного плюма через литосферу кратона с параметрами, характерными для Сибирской платформы. Датирование возраста внедрения роев даек показало, что позднедевонский базитовый магматизм Вилюйской изверженной провинции был растянут во времени в отличие от пермо-триасового, породившего Сибирские траппы. Его интенсивность хорошо коррелирует со скоростью погружения фундамента бассейна. Предложен механизм образования Вилюйского осадочного бассейна путем рассеянного рифтогенеза, как результат разрастания области субкорового андерплейтинга базальтовой магмы над мантийным диапиром.

Литература:

1. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо–западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2014. т. 55. С. 185–196.

2. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь)

на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. 2013. т. 54. №2. С. 163–183.

3. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П. Стадийность формирования Вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстрипинг-анализа и численного моделирования // Доклады Академии наук. 2012. т.443. №4.С.486–491.

4. Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. v.300. P. 239–245.

5. Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge University Press, 2014. 653 p.

6. Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Xixi Zhao, Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V., 2013. Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (~450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers. Geophys. J. Int. (2013) doi: 10.1093/gji/ggt197

7. Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further exidence for a relationship with the Frasnian-Famennian mass extinction // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013.v. 386.P. 531–540.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ГИПЕРГЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО УЧАСТКОВ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

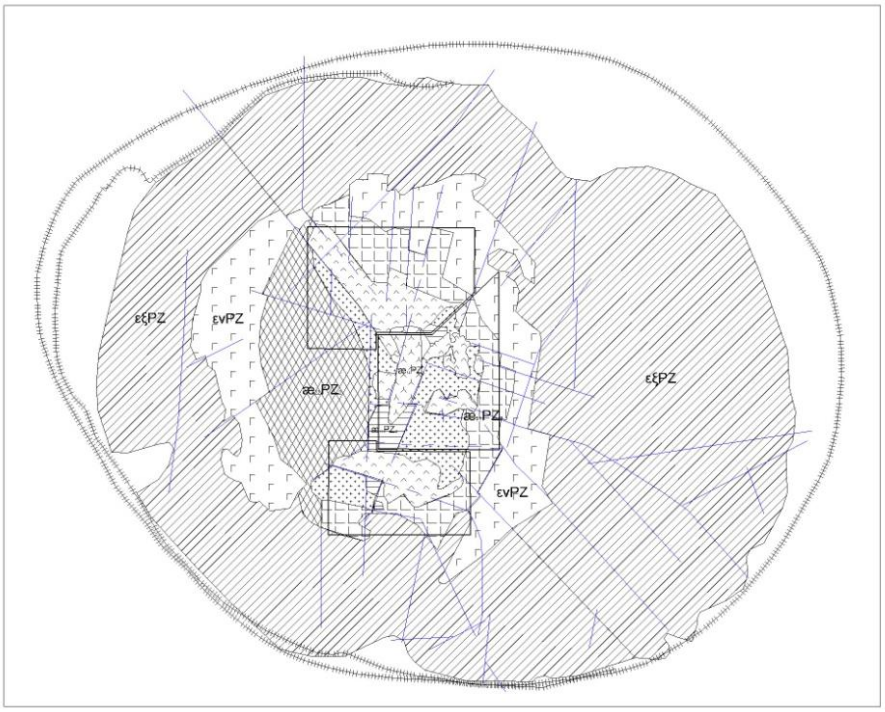
Рылов Д.А.[1], Толстов А.В.[2]

[1] ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», г. Якутск

[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Томторское рудное поле приурочено к массиву Томтор, расположенному на с-з Якутии и слагающему площадь около 250 км^2. С поверхности массив перекрыт чехлом осадочных пород пермского и юрского возрастов. Строение массива концентрическое, зональное: ядро диаметром более 5 км сложено породами карбонатитового комплекса, периферия – щелочными и щелочно-ультраосновными породами (рис. 1). Возраст пород массива по данным изотопной геохронометрии имеет размах от 860 до 350 млн. лет.

В пределах массива широко развиты линейные и площадные коры выветривания. Линейные, широко развитые по периферии, проявлены в виде гипергенных изменений минералов (окисления) до оксидов и гидрооксидов вдоль тектонических нарушений и, несмотря на частую встречаемость, слагают незначительные объемы гипергенного комплекса. Вследствие этого линейные коры не играют существенной роли в локализации и распределении оруденения.



(масштаб 1:150000)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Нефелиновые и щелочные сиениты
- Ультрамофиты и фойдолиты (породы пироксеного ряда)
- Апатит-микроклин-слюдистые породы
- Карбонатиты безрудные (кальцитовые и доломит-кальцитовые)
- Карбонатиты редкометальные (анкеритовые)
- Анкерит-шамазитовые породы
- Карбонатиты фосфорно-редкометальные (полиминеральные)
- Пермская система ., Нижний-верхний отделы нерасчлененные . Песчаники , алевролиты , гравелиты , конгломераты , угли.

- Контур участков Северный , Южный и Бураный
- Геологические границы
- Тектонические нарушения
  - а) достоверные
  - б) предполагаемые
- Границы массива Томтор по данным магниторазведки

Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Томтор

Среди площадных кор выветривания выделяются два морфологических типа коры – плащевая и глубокая, отличающиеся друг от друга по геологическому строению и по вещественному составу слагающих их пород и рудоносности, что обусловлено особенностями субстрата [1, 2]. Плащевая (гидрослюдистая) кора выветривания по составу близка к гидрослюдистому типу, имеет широкое развитие при незначительной мощности (5-10, редко до 20-30 м). Отмечается ее приуроченность к породам силикатного комплекса и карбонатно-силикатным образованиям карбонатитового комплекса. Образования плащевой коры выветривания по составу заметно отличаются от нижележащих пород, хотя сохраняют их главные текстурные признаки и имея облик зоны приповерхностного изменения [2,3].

На рудоносных карбонатитах развита площадная кора выветривания мощностью более 200 м и имеющая сложное строение. Главные отличия гипергенного комплекса Томторского рудного поля: значительная мощность (превышающая 300 м), сложный минеральный состав, вариации состава пород, свидетельствующие о неоднородности субстрата, интенсивное перераспределение вещества внутри комплекса, наличие в верхней части продуктов переотложения гипергенного материала с уникальными концентрациями полезных компонентов, значительная роль в составе кор выветривания литифицированных образований. При классификации пород гипергенного комплекса использован минералого-геологический принцип, при котором выделяются пространственные совокупности, в каждой из которых ведущую роль играет основной минерал: апатит (франколит), лимонит (гетит и гидрогетит), сидерит и группа фосфатов алюминия (алюмофосфатов), объединённая под общим названием «минералы группы крандаллита» и каолинит. Часть пород каждой совокупности целиком сложена одним из этих минералов, содержание которого в таких случаях превышает 50% (литотип).

Гипергенный комплекс сложен комплексными Fe-P-Nb-TR рудами, состав которых обусловлен составом субстрата. Сидеритовый, гетитовый, и франколитовый горизонты, являющиеся, по сути, природными железистым и фосфатным типами руды, характеризуются умеренно низкими, по сравнению с переотложенными корами выветривания, концентрациями полезных компонентов (Nb и РЗЭ) и по этому критерию относятся к забалансовым рудам. Поскольку совокупности пород гипергенного комплекса закономерно сменяют одна другую по вертикали и прослеживаются на большие расстояния по латерали, они названы горизонтами с характеристикой по ведущему минералу. Полный (обобщенный) профиль, развитый на рудоносных карбонатитах, включает четыре горизонта (снизу вверх): франколитовый, гетитовый, сидеритовый и каолинит-крандаллитовый. Венчает разрез каолинит-крандаллитовый горизонт, который, как правило, перекрывается сверху терригенными грубокластическими пермскими, морскими юрскими или аллювиальными четвертичными образованиями, а нижний

(франколитовый) горизонт залегает на коренных карбонатитах рудной группы (рис. 2).

Структурно-текстурные особенности пород, слагающих гипергенный комплекс, необычны для кор выветривания. Породы, как правило, литифицированы, монолитны, реже слабо кавернозны, тонкопористы с редкими участками сыпучего материала. Последние характерны лишь для каолинит-крандаллитового, гётитового и верхней половины франколитового горизонтов, но совершенно не встречаются в сидеритовом и в подошве франколитового горизонтов. Породы подошвы франколитового и всего сидеритового горизонтов большей частью весьма прочные, крепкие, абразивные, похожие на коренные породы. Крепость пород гётитового горизонта варьирует весьма значительно; среди них есть как очень прочные породы, встречаются и ослабленные, сыпучие участки (охры).

Цвет	Колонка	Мощность (м)	Геологические образования	Породообразующие минералы
		80 - 100	Юрские морские отложения	Каолинит, полевой шпат
		до 100	Пермские терригенные отложения	
Белый, пепельно-серый		5 - 50	Каолинит-крандаллитовый горизонт	Флоренсит, гойяцит, горсейксит, крандаллит, пирохлор, монацит, рабдофанит
Светло-коричн.	С С С С	до 80	Сидеритовый горизонт	Сидерит,гётит
Красно-бурый	# # # #	20 - 70	Гётитовый горизонт	Гётит, пиролюзит, псиломелан
Жёлто-бурый	ф ф ф ф	20 - 70	Франколитовый горизонт	Франколит, гётит, кварц
	К К К К	> 200	Карбонатиты	Кальцит, доломит, апатит

Рис. 2. Зональность латеритной коры выветривания массива Томтор

Каолинит-крандаллитовый горизонт, приуроченный к верхней части остаточной коры выветривания, широко развит в пределах мульдообразных впадин Томторского рудного поля (Северная, Южная и Буранная), где он перекрывается осадочными образованиями перми, юры и четвертичного возраста общей мощностью от 6,5 до 160 м (в среднем 48 м). Слагают горизонт специфические образования со следами переотложения и наложенных эпигенетических процессов. Эти образования, слагающие каолинит-крандаллитовый горизонт, идентифицируемые как переотложенные коры выветривания, выделяются в качестве самостоятельного геологического тела. В том случае, когда в их составе преобладают минералы группы крандаллита (флоренсит, гояцит и горсейксит), монацит и пирохлор, речь идет о пирохлор-монацит-крандаллитовых рудах.

Уникальный набор рудных минералов, выступающих, как правило, в ранге «породообразующих», и чрезвычайно богатые содержания редких элементов позволяют называть этот горизонт «рудный пласт». Внешний облик руд и их состав позволяют говорить о том, что они претерпели интенсивные эпигенетические преобразования. По набору минералов образования рудного пласта не имеют аналогов в мировой геологии и представляют собой новый тип руд – переотложенные (эпигенетически измененные) коры выветривания карбонатитов. Для руд, слагающих переотложенные коры выветривания, характерны структурно-текстурные особенности, свойственные как типично осадочным, (пелитовая, алевритовая, песчаная, изредка дресвяно-щебнистая структуры), так и эффузивно-осадочным (плойчатые текстуры) породам, равно как и структурным корам выветривания. В качестве главных минералов, слагающих рудный пласт, помимо присутствующих постоянно и отраженных в названии (минералы группы крандаллита, каолинит, монацит, пирохлор), выступают оксиды титана (рутил, анатаз), оксиды и гидроксиды железа (гетит, гидрогетит), сидерит, олигонит, родохрозит. В качестве второстепенных отмечаются кварц, сульфиды (пирит), ксенотим, микроклин (реже альбит), кальцит, циркон и углистое вещество. Соотношения минералов варьируют даже на уровне отдельных минералого-технологических проб, отобранных из одной скважины. Еще сильнее вариации состава тонких прослоев, которые могут иметь мономинеральный монацитовый, гетитовый, рутиловый, каолинитовый, гидрослюдистый составы. Отмечаются тончайшие прослои углефицированной органики.

В пирохлор-монацит-крандаллитовых рудах отмечается весьма высокая положительная корреляция между Ce, La, Nd (около 0,8-0,9). Коэффициенты корреляции между лантаноидами Ce и Y групп имеют меньшие значения, а корреляция их с Y и Sc варьирует на разных участках от высокой (0,7-0,5) до незначительной [1]. Корреляция Nb с Y, Sc и РЗЭ в пределах рудного пласта изучена достаточно хорошо на представительном объеме проб (3724 проба). Наиболее высокие корреляционные коэффициенты наблюдаются у Y с РЗЭ и Sc, что обусловлено общностью минеральных форм (монацит, ксенотим, минералы группы

крандаллита). Для большой выборки проб коэффициенты корреляции между индивидуальными РЗЭ весьма высоки не только для лантаноидов Ce группы, но и для Y группы, что создало объективные предпосылки для подсчета содержаний индивидуальных РЗЭ и их запасов из суммы наиболее распространенных из них (La и Ce). Однако при последующем изучении руд на отдельных участках корреляция их нарушается, что свидетельствует наличии в пределах участков руды различного минерального состава и возможности выявления РЗЭ руд с существенно Y составом [1,4].

Запасы нового типа руд на участке Буранный, соответствуют крупному месторождению, а оцениваемые участки Северный и Южный, руды которых по составу руд мало отличаются от руд Буранного участка, за исключением вариации концентраций полезных компонентов [5], имеют подобные ресурсы. Закономерности строения и состава гипергенного комплекса Томтосркого рудного поля позволяют говорить о возможном трехкратном увеличении ресурсного потенциала Томторского рудного поля при завершении оценочных работ в ближайшее время.

Литература:

1. Лапин А.В., Куликова И.М., Толстов А.В., Гулевская Г.С. Эволюция редкоземельных элементов в зоне гипергенеза массива Томтор. «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования» Всероссийская конференция, посвященная 85-летию ИГЕМ РАН, Москва, 25-27 ноября 2015 г. Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН. С. 224-225.

2. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ. 2006. 212 с.

3. Лапин А.В., Толстов А.В. Минерагения кор выветривания карбонатитов: Методическое руководство. - М.: Геокарт: Геос, 2011 г. 308 с.

4. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 500-506.

5. Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Tolstov A.V., Shcherbov B.L., KarmanovN.S., Dobretsov N.L., Gerasimov E., Bryanskaya A.V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia). RussianGeologyandGeophysics. 2015. Т. 56. № 6. С. 844-873.

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Слепцов А.П.[1], Толстов А.В.[2], Баранов Л.Н.[2]
[1]ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология», г. Якутск
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Томторское рудное поле приурочено к одноименному массиву щелочных пород, ультрамафитов и карбонатитов, расположенному на западном склоне Уджинского поднятия. Вмещающие породы представлены глинисто-карбонатными толщами рифея и терригенными метаморфизованными породами венда.Массив Томтор имеет округлую форму диаметром около 20 км и площадью 250 км^2. Строение массива концентрически-зональное: ядро диаметром около 5 км сложено рудоносными карбонатитами, которые являются субстратом кор выветривания (см. схему в прерыдущих тезисах). Ультрамафиты и фоидолиты (нефелин-пироксеновые породы) окаймляют карбонатитовое ядро в виде неполного кольца шириной 1,5-2,0 км. Фоскориты (апатит-магнетитовые руды), образующие серповидные тела шириной 300-400 м, сопровождают ядро с восточной и западной сторон. Внешняя часть массива сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами. Возраст пород оценивается от 860 до 350 млн. лет. Массив перекрыт юрскими и пермскими отложениями мощностью до 140 м. Весьма широкое развитие в пределах рудного поля имеют коры выветривания, мощности которых зависят от состава субстрата: минимальные (5-30 м) имеют коры на силикатных породах, максимальные (более 300 м) – на карбонатитах. С рудным полем связан комплекс полезных ископаемых, главными их которых являются редкие элементы (РЗЭ), Fe и фосфор. В пределах Томторского рудного поля разведан главный геолого-промышленный тип РЗЭ – переотложенные (эпигенетически-измененные) коры выветривания, представляющий практический интерес, помимо которого руды выявлены в остаточной коре выветривания, в коренных породах и осадочных пермских отложениях.

Ниобий и редкие земли в корах выветривания. Пирохлор-монацит крандалитовый горизонт (рис. 1) сложен комплексной (редкометально-редкоземельной) рудой, представляющей собой новый геолого-промышленный тип месторождений, связанный с корами выветривания по карбонатитам. Запасы руд этого типа соответствуют крупному месторождению. Руды формируются в переотложенной верхней части латеритной коры в пределах локальных наиболее погруженных участках и перекрываются осадочными образованиями перми, юры, четвертичного возраста мощностью от 6,5 до 160 м (в среднем 48 м). Таким образом, располагаются специфические образования, сложенные продуктами переотложения кор выветривания и представляющие собой новый тип комплексных редкометальных руд с уникальными параметрами рудоносности.



Рис. 1. Внешний вид керна пирохлор-монацит-крандалитового горизонта

Руды выявлены и изучены исключительно в пределах центрального ядра массива, где они образуют три изолированных участка: Северный, Южный и Буранный. После разведки на участок Буранный была выдана лицензия, на двух других в настоящее время ведутся оценочные работы. Основные полезные компоненты комплексных руд – Nb, Y, Sc, РЗЭ цериевой (La, Ce, Pr, Nd) и Y (Eu, Sm, Gd, Tb, Ho, Er, Dy, Tm, Yb, Lu) групп. Промышленный интерес представляет пласт переотложенной коры выветривания. Подстилающие остаточные коры, коренные карбонатиты и осадочные пермские отложения в связи с пониженными содержаниями основных компонентов могут рассматриваться как перспективные для добычи.

Ниобий и редкие земли в пермских углях и гравелитах. По результатам оценочных работ на участке Северный в пробах из пермских углей определены высокие концентрации Nb (1,43-2,12%), а из гравелитов сумма РЗЭ достигает до 9%. Повышенные содержания присутствуют в 10% скважин 2015 г, а мощность гравелитов и углей с повышенным содержанием РЗЭ достигает 30 м. Установлены протяженные, мощные (до 30 м) пласты угля на участке Северный и Южный. Гамма-каротаж по пермским отложениям, превышающий 100-200 мкр/час, свидетельствуют о возможной потенциальной рудоносности (Nb, РЗЭ) пермских отложений, учитывая установленную прямую корреляцию гамма-активности и содержаний полезных компонентов.

Железо-марганцевые руды. В пределах Томторского рудного поля установлены промышленные залежи апатит-магнетитовых руд на участке «Рудный» (с-в Северного участка). Месторождение апатит-магнетитовых руд

«Онкучах» (участок Рудный) образует залежь с ресурсами Fe свыше 500 млн т. Сложено оно массивными титаномагнетитовыми рудами, образующими серию параллельных, серповидных, крутопадающих жил с-з простирания мощностью от 75 до 100 м при протяженности до 3,5 км. Аналогичное по параметрам железорудное месторождение Баюнь-Обо в Китае, с валовым содержанием валового железа 35% в рудных телах, мощностью до 100 м и протяженностью до 3 км, приуроченных к карбонатитовому массиву, обеспечивает до 90% мировой добычи РЗМ. В 2015 на участке Южный при оценочных работах выявлены апатит-магнетитовые руды, свидетельствующие о наличии аналогичного проявления. Таким образом, с Томторским рудным полем связаны проявления Fe нескольких генетических типов. Концентрации РЗЭ в рудах не изучались, однако они могут быть весьма значимыми. Колоссальные ресурсы Fe (лимонитовые и сидеритовые руды) присутствуют также в корах выветривания рудного поля [2]. В лимонитовых рудах Северного участка отмечаются повышенные концентрации марганца (20-30% MnO) и ресурсами, исчисляемыми сотнями млн.т, в результате чего они представляют собой комплексные Fe-Mn оксидные природнолегированные Nb-TR руды с весьма значимыми ресурсами, что требует их специализированного доизучения и доразведки.

Благородные металлы. Помимо Nb-TR минерализации в районе широко известны проявления россыпной золота и минералов группы платины (МПГ) [2]. Концентрации Au и Pt на отдельных участках россыпей достигают 2 г/м^3 при соотношении этих металлов 1:1 – 2:1, и могут рассматриваться в качестве объектов попутной добычи [2]. Вопрос коренного источника золота и МПГ до сих пор остается весьма дискуссионным [2, 3]. Ранее были обоснованы предпосылки выявления коренного источника МПГ – сульфидного Cu-Ni оруденения норильского типа и нового нетрадиционного источника МПГ – в кембрийских высокоуглеродистых сланцах куонамской битуминозной толщи [3]. Результаты изучения состава МПГ и особенностей их распространения в пределах Севера Сибирской платформы, изученные за последние годы разными исследователями, свидетельствуют о расположении их коренного источника территориально на с-в склоне Анабарской антеклизы [2, 3]. За последние десятилетия видными российскими учеными обоснована идея о новом коренном источнике МПГ, связанном со щелочными комплексами [2]. Это направление представляется нам весьма перспективным, поскольку согласуется с последними результатами исследований А.В. Округина по включениям в зернах платины и значительно расширяет рудный прогнозный потенциал щелочных массивов, которые в большинстве своем на МПГ не анализировались. Исследования А.В. Округина (ИГАБМ СО РАН), выполненные по включениям оксидного и силикатного вещества в зернах МПГ, отобранных в пределах Анабаро-Уджинского междуречья, показали наличие в них типичных минералов УЩК: нефелина, пироксена, титаномагнетита и флогопита [2]. Таким образом, в качестве коренных источников

МПГ логично могут рассматриваться крупные щелочные массивы Томтор и Богдо, при изучении которых основное внимание уделялось Nb-TR оруденению. Н.В. Владыкину (2015) удалось извлечь несколько зерен платины из осадочных отложений, которые указывают на их связь с породами массива Томтор и диктуют необходимость проведения специализированных исследований коренных пород на платину [2]. Первоочередными объектами изучения коренной платиноносности в этой связи должны быть массивы Томтор и Богдо, которые в послепермское-доюрское время были выведены на дневную поверхность, вследствие чего слагающие их породы интенсивно размывались и имели обширную область сноса.

Бурые угли. В пределах участка угленосной является верхняя пачка пермских отложений, которая с резким несогласием перекрывает осадочные породы верхнего протерозоя, магматические образования нижнего палеозоя и перекрывается толщей мезозойских пород. Отложения перми образуют мульдообразные структуры и содержат два угольных пласта сложного строения мощностью от 0,6 до 22 м. По степени устойчивости угольные пласты относятся к группам неустойчивых, характеризующиеся значительной изменчивостью мощности, внутреннего строения и качества углей. Контакты пластов с кровлей и подошвой постепенные. Зачастую угли переходят в углистые сланцы. Залегание пластов пологое (рис. 2, 3). Подсчет запасов был произведен в 1982 году: запасы и ресурсы угля для открытой добычи категории составили C_1 2,5 млн. т. (пласт T_1), для подземной добычи - категорий $B+C_1$ - 21,8 млн.т (пласт T_1); прогнозные ресурсы категории – P_1 - 4,8 млн т (пласты T_1 и T_2). В ходе поисково-оценочных и разведочных работ 1991-1997 г.г. пласты углей также вскрывались, и ресурсы их оценены в 20 млн.т. [2]. По состоянию на 01.01.2014 г. сводкой ТПИ РС (Я) ресурсы угля не учтены, что следует предпринять при завершении оценки Северного и Южного участков.

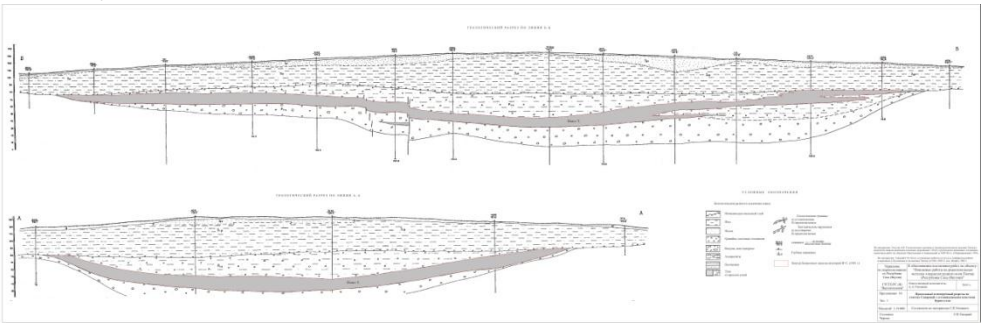


Рис. 2. Геологический разрез угленосных отложений



Рис. 3. Внешний вид керна угленосных отложений

Выводы. Оценочные работы, проводимые на участках Северный и Южный и полученные в их ходе новые результаты, позволили по-иному взглянуть на полезные ископаемые Томторского рудного поля. Полученные результаты позволяют существенно увеличить перспективы уникальных руд и рекомендовать для доизучения новые типы полезных ископаемых (марганец, платина, бурые угли). Наличие в районе невскрытых щелочных массивов, выявленных по геофизическим данным (Буолкалах, Чюэмпе, Уэле), многократно повышает перспективы комплексной рудоносности на редкие, редкоземельные, благородные металлы, железо, уголь и фосфаты не только Томторского рудного поля, но и всего Севера Сибири [2, 3].

Литература:

1. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). Геология и Геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. С. 1080-1115.

2. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 500-506.

3. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (nordwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya - Turkey Akdeniz Univercity-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. P 196-197.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Соболев Н.В.[1,2], Соболев А.В.[3], Томиленко А.А.[1], Кузьмин Д.В.[1,2], Граханов С.А.[4], Батанова В.Г.[3], Логвинова А.М.[1,2], Бульбак Т.А.[1], Костровицкий С.И.[5], Яковлев Д.[5], Федорова Е.Н.[1], Анастасенко Г.Ф.[6], Николенко Е.И.[1], Толстов А.В.[1], РеутскийВ.Н.[1]

[1] ИГМ СО РАН, Новосибирск; [2] НГУ, Новосибирск; [3] ГЕОХИ РАН, Москва; [4] ИГАБМ СО РАН, Якутск; [5] ИЗК СО РАН, Иркутск; [6] СПбГУ, Санкт-Петербург

В пределах С-В части Сибирской платформы известно более 700 кимберлитовых тел, локализованных в 15 полях палеозойского и мезозойского возрастов (рис. 1), с очень низкой алмазоносностью, за исключением трубки Малокуонапская триасового возраста, определенного U/Pb методом по циркону (226+ 6 млн. л.) в Куранахском кимберлитовом поле [1]. Содержание алмазов в этой трубке приближается к промышленному [5]. На этой же территории открыты многочисленные крупные россыпные месторождения алмазов, преимущественно, четвертичного возраста [5]. Указанная трубка, наряду с кимберлитами Харамайского поля с U/Pb возрастом 245 млн.лет [6], наиболее близка по времени к главному этапу внедрения Сибирской трапповой провинции 252 млн. лет тому назад в течение менее 1 млн.лет [13]. Триасовый этап внедрения посттрапповых кимберлитов был подтвержден еще в 1980 г. U/Pb датированием цирконов в Институте Карнеги, США [3], включая трубку Поздняя и россыпи р. Эбелях.

Внедрению серии девонских кимберлитов, в число которых входят все известные месторождения алмазов Якутии с U/Pb возрастом 362-344 млн.лет [3] также предшествовало внедрение Вилюйской трапповой провинции с возрастом 40Ar/39Ar 373.4+0.7 млн.лет [20]. Это свидетельствует о временной связи между крупными изверженными провинциями и кимберлитами Сибирской платформы [20].

Еще в начальной стадии сравнительных исследований особенностей алмазов коренных и россыпных месторождений Якутии [4] была отмечена существенно более высокая роль алмазов эклогитового типа парагенезиса в северных россыпях, одновременно с повышением роли изотопно-легких алмазов, типичных для указанного парагенезиса [9]. Нами предприняты сравнительные комплексные исследования алмазов из ряда северных россыпей в количестве около 100 образцов, включая алмазы из слабоалмазоносной палеозойской трубки Ленинград и триасовой трубки Поздняя методами просвечивающей ИК-спектроскопии, включая определение изотопного состава углерода. Использованы также опубликованные данные по результатам изучения изотопии алмазов кимберлитовой трубки Малокуонапская [2]. Почти половина извлеченных кристаллов трубки Малокуонапская относится к I разновидности [8], типичной для

коренных месторождений Якутии, а также широко распространенной в северных россыпях [5]. Доля алмазов изотопно-легкого состава среди изученных 70 кристаллов трубки Малокуонапская, составляет 14.3%, а в телах Лучаканского поля достигает 71.4% [2]. Для 33 изученных алмазов палеозойской трубки Ленинград интервал значений δ13C составляет от - 5.74 до - 2.18 ‰ PDB, т.е. все они являются изотопно-тяжелыми [2].

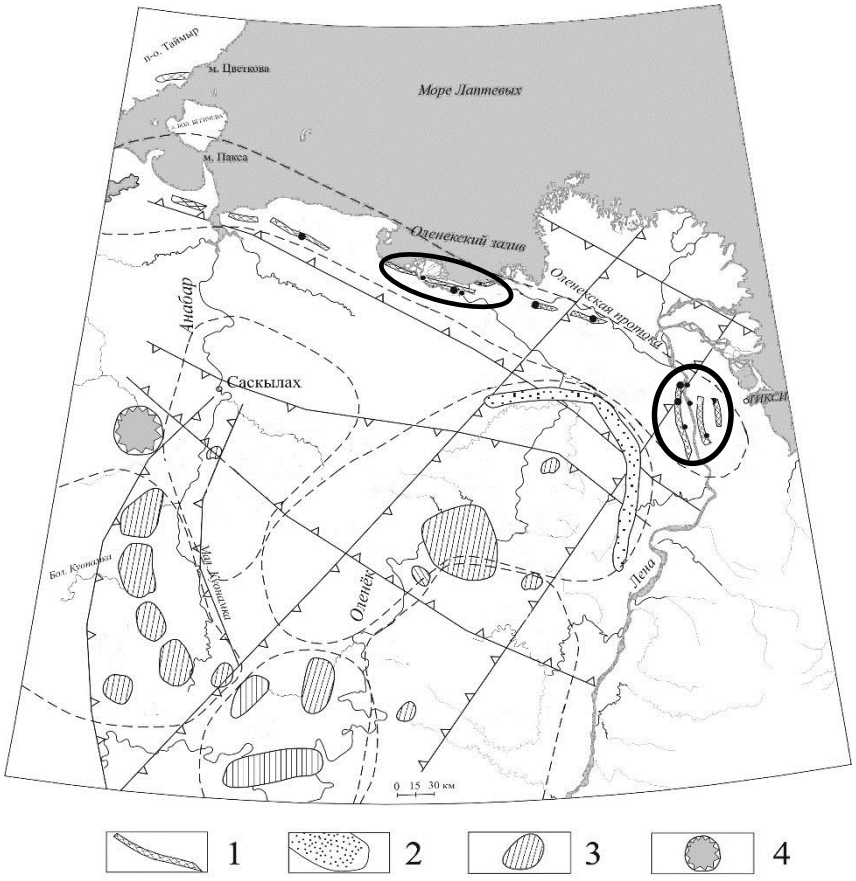


Рис. Упрощенная схема, демонстрирующая расположение кимберлитовых полей, алмазоносных древних и современных россыпей северо-востока Сибирской платформы [1]
1 – выходы на уровне современного среза алмазоносных пород карнийского яруса, 2 – потенциально-промышленные рэтские россыпи, 3 – кимберлитовые поля, 4 – Попигайская астроблема. Оконтурены два наиболее перспективных участка.

Нашими исследованиями показано среднее повышенное содержание азота 633-813 г/т в россыпных алмазах наряду с пониженным его содержанием для алмазов

трубки Ленинград (353 г/т). Это соответствует новейшим данным для алмазов северных россыпей относимых к ультраосновному (среднее 513 г/т) и эклогитовому (среднее 950 г/т) типам парагенезиса [7, 15, 16]. Нами полностью исключены из рассмотрения алмазы V-VII разновидностей [8], так как до настоящего времени они известны только в россыпях [5]. Для россыпных алмазов участка Булкур определения изотопного состава углерода выполнены в 27 образцах с диапазоном значений δ13C от – 22.8 до - 3.6‰ PDB с 50% изотопно-легких алмазов.

Согласно результатам хромато-масс-спектрометрического анализа, в составе летучих из флюидных включений в алмазе из кимберлитовой трубки Поздняя, помимо воды, углекислоты и азота, были установлены алифатические углеводороды (парафины и олефины), циклические углеводороды (арены); кислородсодержащие углеводороды и азот- и серосодержащие соединения. Данный метод, впервые примененный нами для алмазов, позволяет исследовать состав субмикроскопических флюидных включений в алмазе, недоступных для других современных методик.

Специальное внимание уделено исследованию состава оливина из кимберлитов с использованием материала из исключительно редкой разновидности – гипабиссального кимберлита [14]. Информация о содержании главных и примесных элементов для оливинов из таких кимберлитов, проанализированных методом высокой точности с помощью РСМА с выявлением содержаний Ni, Mn, Co, Ca, Cr, Al, Ti, P, Na и Zn с точностью до 5-10 г/т [17, 19, 20] до недавнего времени имелась только для трубки Удачная-Восточная [21]. В настоящей работе изучены оливины из триасовых кимберлитов трубки Малокуонапская и двух трубок Харамайского поля. Однородные ядра зональных оливинов трубки Малокуонапская с Fo от 77.3 до 93.0 существенно отличаются от таковых трубки Удачная (Fo 85-94) [12, 20]. Состав оливинов всех трех изученных триасовых кимберлитов характеризуется отчетливым повышеннием содержания примесей Al, Ca, Cr и Ti для фиксированного содержания Fo. Выявленные особенности состава ядер оливинов по всей вероятности отражают рефертилизацию глубинной литосферной мантии как результат взаимодействия с термохимическим мантийным плюмом, реагирующем с рециклированной корой [22].

В результате датирования более 300 зерен циркона из 26 точек наблюдения [1] и изучения состава более 3000 зерен пиропа из туффитов выявлена положительная корреляция преобладания цирконов триасового возраста с содержанием высокохромистых субкальциевых пиропов [10, 11, 18], что позволяет выделить в качестве наиболее перспективных районов м. Тумул и участок Булкур в устье р. Лена (рис.).

Исследование выполнено за счет гранта РНФ 14-17-00602.

Литература:

1. Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В. // Доклады РАН. 2015. т. 465(6). С. 715-719.

2. Граханов С.А., Молотков А.Ф., Олейников О.Б. и др. // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 16-21.

3. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. // Доклады АН СССР. 1980. т.254(1). С. 175-179.

4. Ефимова Э.С., Соболев Н.В. // Доклады АН СССР. 1977. т.237(6). С. 1475-1478.

5. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М. Недра-Бизнесцентр. 603 с.

6. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. // Геология и Геофизика. 1997. т. 38(1). С. 91-99.

7. Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А. и др. // Геология и Геофизика. 2011. т. 52(11). С. 1634-1648.

8. Орлов Ю.А. Минералогия алмаза. 1984. М. Наука. 264 с.

9. Соболев Н.В., Галимов Э.М. // Доклады АН СССР. 1979. т. 249(5). С. 1217-1220.

10. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. // Доклады АН СССР. 1969. т. 189(1). С. 162-165.

11. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С. // Геология и Геофизика. 2013. т. 54(8). С. 1162-1178.

12. Соболев Н.В., Соболев А.В., Кузьмин Д.В., и др. // Доклады Академии Наук. 2015. т. 463. № 5. С. 587–591.

13. Burgess S.D., Blackburn T.J., and Bowring S.A. High-precision U–Pb geochronology of Phanerozoic large igneous provinces. // In book “Volcanism And Global Environmental Change”, A. Schmidt, K.E. Fristad and L. Elkins-Tanton eds., Cambridge University Press. 2015. P. 47-62.

14. Mitchell R.H. // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2008. v. 174. P. 1-8.

15. Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. // Eur. J. Mineralogy. 2014. v. 26. P. 41-52.

16. Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. // Gondwana Research. 2015. v. 28. P. 106-120.

17. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., et al .// Science. 2007. V 316.P. 412-417.

18. Sobolev N.V., Lavrentev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. // Contrib. Min. Petrol., 1973. v. 40 (1). P. 39-52.

19. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A et. al. // Lithos. 2009. v. 112. Suppl. 2, p. 701-713.

20. Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., et. al. // Goldschmidt conference, 2016. Yokohama. Abstr. Vol.

21. Sobolev N.V.; Sobolev A.V.; Tomilenko A.A., et. al // Russian Geology and Geophysics. 2015. v. 56. (1-2), P. 260-279.

22. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. et. al // Nature 477. 2011. (7364). P. 312-316.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ ПРИ ГИПЕРГЕНЕЗЕ КАРБОНАТИТОВ

Толстов А.В.[1], Лапин А.В.[2]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

[2]*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, г. Москва*

Карбонатиты характеризуются комплексным оруденением (TR_2O_3, P_2O_5, Fe), а для TR_2O_3 коры выветривания карбонатитов являются главным типом руд. Массив Томтор – типичный представитель карбонатитов центрального типа, связанных с ультраосновными-щелочными породами, имеющий колоссальные параметры Nb-TR оруденения [1]. Ранее отмечалось, что несмотря на уникальность, гипергенные руды Томтора имеют обычный состав TR_{Ce}, а их высокая Y-носность и Sc-носность обусловлены уровнем их концентрации без значительных вариаций состава [1, 2, 3]. Очевидная генетическая связь продуктов гипергенеза карбонатитов с эпигенезом продиктовала изучение геохимии TR, и соотношение их в различных типах руд. Проведенные исследования показывают, что распределение TR в рудах отличается изменчивостью их главных параметров. Содержания TR, Y и Sc, корреляции TR с Y и Sc, а также соотношения различных групп TR варьируют в широких пределах [2]. Это имеет важное практическое значение, поскольку дает возможность выделять внутри месторождения обособленные рудные блоки с заданными параметрами абсолютных содержаний TR, Y и Sc с выделением руд Y состава [3]. Эти данные показывают, что, несмотря на преобладание в целом по месторождению руд Ce состава, при эпигенезе происходила эволюция состава TR, выраженная в увеличении доли TR_Y за счет снижения TR_{Ce}. Конечным результатом этой эволюции является появление в рудах блоков с составом TR_Y и Y минерализации.

Учитывая различия в ценах на индивидуальные TR, Y и Sc, эта особенность может иметь существенное значение для экономики объекта [4]. Эволюция состава TR в рудах месторождения в ходе эпигенетических преобразований происходила параллельно с изменениями их минерального состава, перекристаллизацией, преобразованием и сменой минералов-носителей TR. Исходному состоянию системы соответствуют охристые продукты латеритного выветривания карбонатитов, широко известные на аналогичных карбонатитовых объектах России и мира. Главными носителями TR на первом этапе являются реликтовые монацит и флоренсит с существенно TR_{Ce} составом [2]. При развитии эпигенетических преобразований в рудах происходит увеличение доли перекристаллизованных генераций монацита и флоренсита. При этом новообразованные разновидности минералов отличаются по составу от исходных минералов за счет прогрессивного обогащения их Y, TR_Y, Sc и Th. При достижении

предела изоморфной емкости минералов в отношении Y в рудах появляется минерал Y и TR_Y – Zr-ксенотим специфического состава, диагностированный в томторских рудах ранее [1, 6, 7], появление которого приводит к росту концентрации Y, Sc и Th [6, 7]. Эволюция состава TR, сопровождающаяся сменой минералов-носителей TR, приводит к усложнению корреляционных связей между ними, которые не могут быть описаны единой линией регрессии, но допускают возможность изменения корреляционных связей элементов и их групп при формировании богатых руд. Графики парной корреляции TR (рис. 1), свидетельствуют в пользу существования в рудах нескольких линий регрессии или корреляционных прямых, каждая из которых может соответствовать отдельным участкам рудного тела или стадиям эволюции эпигенеза.

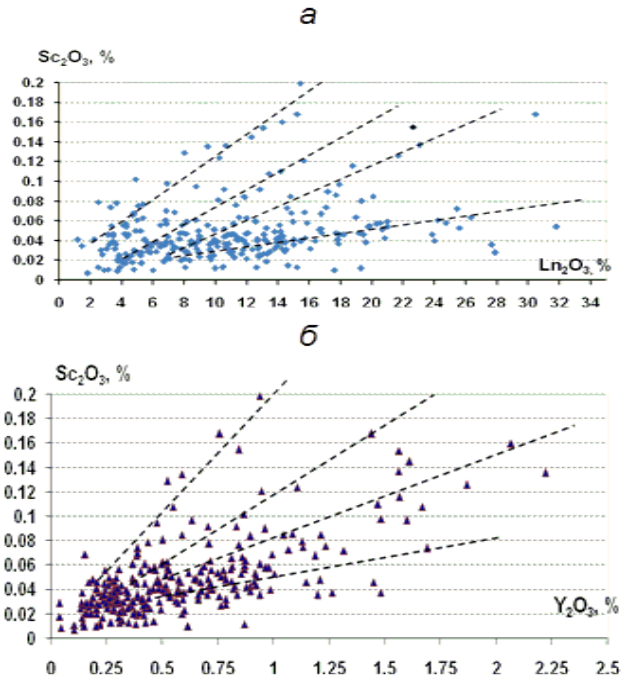


Рис. 1. Графики корреляции содержаний Sc_2O_3 и Ln_2O_3 (а), Sc_2O_3 и Y_2O_3 (б)

Существенное изменение состава TR в рудах, выражено в смене минералов-носителей и дает основания для вывода о различном геохимическом поведении TR_{Ce} и TR_Y при формировании уникально богатых руд. Это следует и из графика, позволяющего проанализировать особенности геохимического поведения компонентов в процессе восстановительного эпигенеза латеритных охр и показать миграционную способность компонентов, выраженную через их коэффициенты концентрации (k), т.е. отношения содержаний в продуктах эпигенеза к содержаниям в исходных породах (рис. 2).

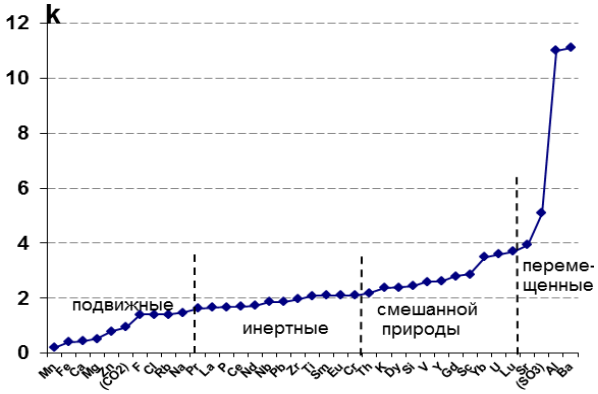


Рис. 2. Миграционный ряд компонентов для зоны эпигенеза (Томтор, скв. 6151).

Геохимическое поведение компонентов показано в виде миграционного ряда, где компоненты расположены в порядке возрастания их k, с использованием элементов-свидетелей компонентов, которые отличаются минимальной подвижностью при гипергенезе (Nb, Ti и др.) и ведут себя инертно. Отрезкам кривой соответствуют группы элементов, различающихся по миграционным свойствам. На начальном отрезке группируются подвижные в восстановительных условиях элементы (Fe и Mn), выносимые в процессе эпигенеза продуктов выветривания. Следующий отрезок соответствует элементам, близким по значениям коэффициентов концентрации к элементам-свидетелям – Nb и Ti, кроме которых к группе инертных компонентов – относятся также TR_{Ce}, Zr, P и другие компоненты, для которых характерно накопление в продуктах эпигенеза [6, 7].

На правом конце отрезка кривой находятся Al и Ba, для которых характерен интенсивный привнос в зону эпигенеза («перемещенные» компоненты). Промежуточное положение занимают компоненты, которые наряду с накоплением частично привносятся с эпигенетическими растворами (компоненты «смешанной природы»). Существенно то, что Y, Sc и TR_Y находятся среди компонентов смешанной природы, что подтверждает вывод о причине аномального обогащения отдельных рудных блоков Томторского месторождения Y, Sc и тяжелыми TR вследствие их дополнительного привноса при эпигененезе.

Весьма неравномерное проявление этих процессов в богатых рудах, явно выраженный наложенный характер Y минерализации и особенности структурно-текстурной позиции Zr-ксенотима в рудах дают основания для выделения внутри этапа эпигенетических преобразований латеритных продуктов выветривания карбонатитов особой стадии проявления Y минерализации. Она выделяется в виде позднего эпизода преобразования руд, наложение которой приводит к значительному смещению состава TR в рудах в сторону Y, TR_Y, а также к росту концентраций Sc и Th. Полученные результаты показывают, что Y, Zr, TR_Y, Sc и Th по геохимическому поведению относятся к группе компонентов «смешанной

природы», которые в процессе эпигенеза, наряду с остаточным накоплением, частично привносятся эпигенетическими растворами.

При эпигенезе продуктов выветрвиания в геохимии TR_Y, Y, Sc и TR_Y преобладает накопление, причем главную роль играет привнос их с эпигенетическими растворами. Это проявляется вначале в повышении концентраций Y, Sc, TR_Y и Th в новообразованных генерациях монацита и флоренсита, а позднее – в появлении собственного Y минерала – Sc-содержащего Zr-ксенотима, в составе которого преобладают TR_Y. Впервые это было отмечено геологами Якутии и ученых из ВИМСа [1]. Структурно-текстурная позиция Zr-ксенотима в богатых рудах указывает на его приуроченность к одному из поздних периодов эпиненеза, который сопровождается их перекристаллизацией и развитием вокруг струевидных и полосчатых выделений Zr-ксенотима алюмофосфатов (гояцит-флоренсит) и минералов Ti (ильменрутила). Конечным итогом эволюции состава TR в процессе эпигенеза является появление участков с Y составом TR. Проведенный в ходе исследований анализ выявляет в рудах значительную вариацию состава TR, в которых при средней величине отношения Ce/Y 10-12 в отдельных пересечениях рудного тела это отношение меняется от 2.4 до 81, опускаясь до 1.0-2,0. При этом содержания Ce и Y, как и содержания TR_{Ce} и TR_Y, становятся сопоставимыми. Средние содержания Y_2O_3 в пересечениях повышаются до 2,0%, а отношения Ln_2O_3/Y_2O_3 снижаются до 4,8-8,0 по сравнению со средними значениями 20-30. При этом отношения Ce/Y понижаются до 2,0-6,0, что означает выравнивание доли TR_{Ce} и TR_Y. Параметры одного из таких блоков, ресурсы которого соответствуют среднему месторождению, приведены в таблице.

Таблица

Параметры оруденения западного фланга Буранного участка

№№ п/п	Параметры	Скв.5655	Скв.5755	Скв.5855	Среднее
1	H, м	30,4	23,8	31,5	28,6
2	M, м	12,6	12,4	10,1	11,7
3	Nb_2O_5%	9,47	9,08	5,85	8,13
4	Y_2O_3%	2,223	2,067	1,668	2,00
5	Sc_2O_3%	0,136	0,150	0,108	0,13
6	Ln_2O_3%	10.65	14,28	13,41	12,78
7	Ln_2O_3/Y_2O_3	4,79	6,91	8,04	6,44

Примечание: H – глубина залегания кровли рудного тела, M – мощность рудного тела, Ln_2O_3-содержание суммы оксидов лантаноидов

Таким образом, геохимия элементов TR_{Ce} и TR_Y групп при эпигенезе различна, что создает условия для значительной вариативности их составов в богатых рудах на разных флангах месторождения. Изучение эволюции состава TR, выявление повышенной Y- и Sc-носности, имеет важное значение для экономики

месторождения и диктует необходимость тщательного изучения состава TR в рудах, выделения и оконтуривания блоков, обогащенных Y, Sc и TR_Y на участках Буранный, Северный и Южный, которые в настоящее время являются предметом доразведки и поисковой оценки.

Литература:

1. Коноплев А.Д., Толстов А.В., Васильев А.Т., Нечелюстов Г.Н., Кузьмин В.И., Скляднева В.М., Дубинчук В.Т., Коноплева Е.В., Сидоренко Г.А. Особенности локализации редкометаллного оруденения на месторождении Томтор // Редкометаллно-урановое рудообразование в осадочных породах. Сборник научных трудов. М., Наука. 1995.С. 223—241.

2. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) Геология и Геофизика. – 2015. – Т. 56. № 6.С. 1080-1115.

3. Лапин А.В., Толстов А.В. Минерагения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2011. 308 с.

4. Толстов А.В., Похиленко Н.П., Лапин А. В., Крюков В.А., Самсонов Н.Ю. Инвестиционная привлекательность Томторского месторождения и перспективы ее повышения. М.: Разведка и охрана недр. 2014. №9. С. 25-30.

5. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 500-506.

6. Толстов А.В., Лапин А.В., Похиленко Н.П., Овчинников К.В. Иттрий и скандий Томторского рудного поля. Материалы Международной научно-практической конференции «Актуальные вопросы получения и применения РЗМ-2015». М.: ОАО «ИнститутГИНЦВЕТМЕТ». 2015.С. 91-96.

7. Lapin A.V., Tolstov A.V. On the Problem of Y-mineralization of Complex Nb-TR-Sc Tomtor Deposit Ores. Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proceedings of XXXII International Conference. Apatity 7-14 August 2015/Editor-in-chief L.N. Kogarko. – M.: GEOKHI RAS, 2015. ISBN 978-5-905049-10-1. pp. 67-68.3.

8.Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (nordwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya - Turkey Akdeniz Univercity-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. P 196-197.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕ-ТОМБИНСКИХ ТРАППОВ

Томшин М.Д., Копылова А.Г.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Нижне-Томбинские траппы располагаются в верхнем течении р. Оленек, в верховьях ее правого притока с одноименным названием. По геологическим данным формирование трапповых интрузий в районе было растянутым во времени и охватывало интервал от верхов верхней перми до низов нижнего триаса. При исследовании были выделены три самостоятельных последовательно внедрявшихся трапповых интрузии, объединенные в Нижне-Томбинский интрузивный комплекс. Первые две из них имеют силлообразную форму тел и залегают согласно с вмещающими осадочными породами. Установлено, что второй (по времени внедрения) силл в западной части территории располагается под первым, а затем, прорывая его, внедряется в северо-восточном направлении по его кровле. Форма третьего интрузива неопределенна. Он располагается локально в центре верхней части комплекса. Не выяснено и его возрастное взаимоотношение с двумя предыдущими телами. Предполагается, что становлением данного интрузива заканчивается магматическая деятельность в районе.

Интрузия первой фазы внедрения занимает в основном юго-западную и северо-восточную части Нижне-Томбинского интрузивного комплекса. Максимальная ее мощность около 70 м. Выполнена интрузия пойкилоофитовыми габбро-долеритами с переменным содержанием оливина. Максимально содержащие оливин (до 7%) разности пород выполняют центральную часть интрузива в виде 15-17- метрового горизонта. В сторону кровли и подошвы от него доля оливина постепенно уменьшается до 2%. В габбро-пегматитах, образующих шлиры в прикровлевых частях залежи, оливин полностью отсутствует.

Интрузия второй фазы внедрения в основном выполняет центральную часть и восточное крыло Нижне-Томбинского комплекса. Максимальная её мощность 115 м. При прорыве данной интрузией силла долеритов первой фазы внедрения, часть ее начинает «расщепляться», образуя маломощные интрузивные инъекции, уходящие в карбонатные породы, подстилающие интрузив первой фазы. Сложена интрузия оливиновыми разностями габбро-долеритов от троктолитовых (17% оливина) до оливинсодержащих (первые проценты оливина), чем она значимо отличается от предыдущей. В интрузии нет четко выдержанного высокооливинового горизонта, а формируются линзообразные обособления. Габбро-долериты интрузии имеют пироксенофировый тип структуры и отличаются такситовой текстурой. При практически одинаковых размерах таблиц пироксена, лейсты плагиоклаза в долеритах интрузии второй фазы в 3 раза меньше, чем в породах первой. Пространство между ойкокристаллами клинопироксена

заполнено мелкими лейстами и призмами плагиоклаза, мелкими зернами оливина, пироксена, и стекловатым мезостазисом. Количество нераскристаллизованного стекловатого мезостазиса может достигать 12%. В сторону подошвы залежи количество мезостазиса уменьшается с одновременным увеличением его раскристаллизованности.

Третья интрузия выполнена габбро-долеритами с долеритовой структурой. Максимально вскрытая мощность её составляет 73 м. В средней части находится десятиметровый ксеноблок пермских алевролитов. Габбро-долериты интрузии отличаются большим (до 19%) количеством как стекловатого, так и частично раскристаллизованного мезостазиса. Второе отличие – низкое (1-3,5 %) количество оливина, который полностью замещен боулингитом. Протоминералы представлены единичными зернами порфирового плагиоклаза. В интрузии отсутствует дифференциация вещества и она на всю мощность сложена однообразными породами, что вместе с выше отмеченными особенностями, свидетельствует об ее гипабиссальной природе становления.

Выделенные по структурно-петрографическим признакам интрузивы отличаются и по особенностям химического и микроэлементного состава. Каждый из внедрившихся интрузивов сформирован магмой толеит-базальтового состава нормальной щелочности, но со своим петрогеохимическим своеобразием. Магма первой фазы внедрения обогащена титаном (1,52 % TiO_2), фосфором (0,15 % P_2O_5), щелочами (Na_2O+K_2O=2,7%), в ней выше содержание железа ($\sum$FeO=12,7 %), причем в основном за счет его восстановленной формы. Индекс магнезиальности изменяется в пределах Mg#=46-50 и увеличивается до 58 в горизонтах, обогащенных оливином. Характерной чертой долеритов интрузии второй фазы внедрения является их высокая магнезиальность – Mg#=53-66, что определено повышенным содержанием оливина в породах. Количество петрогенных окислов (1,06 % TiO_2, 0,09 % P_2O_5, Na_2O+K_2O =2,4% и $\sum$FeO=11,3 %) в данной интрузии ниже, чем в интрузии первой фазы. Широкий диапазон изменения состава плагиоклаза (от битовнита до андезина) обусловил как повышенную глиноземистость пород в целом, так и более существенный интервал ее изменения (14,8 – 16,9Al_2O_3). Фигуративные точки состава долеритов интрузии третьей фазы внедрения на корреляционных графиках отношений петрогенных окислов составляют обособленную группу. Это более кремнекислые породы с содержанием SiO_2 52 – 53 %, с незначительно повышенной относительно долеритов двух предыдущих тел щелочностью (среднее значение Na_2O+K_2O=2,8 %) и минимальным содержанием титана (0,93 % TiO_2) и железа ($\sum$FeO=9,4 %). Индекс магнезиальности изменяется в пределах 55 – 58.

Значимые различия установлены и в содержаниях микроэлементов, На корреляционных графиках отношений редких элементов, фигуративные точки значений содержаний в долеритах интрузивов образуют отдельные поля, фиксируя тем самым свойственный каждому из них своеобразный состав микроэлементов. В

долеритах первой интрузии фиксируется повышенные содержания V и элементов титановой группы - Zr, Y, Nb и V. Более магнезиальные долериты второго интрузива обогащены элементами группы железа - Ni, Co, Cr. Самые низкие средние содержания элементов группы железа зафиксированы в породах третьей интрузии: 33 Ni, 38 Co, 31 Cr, 37 Sc.

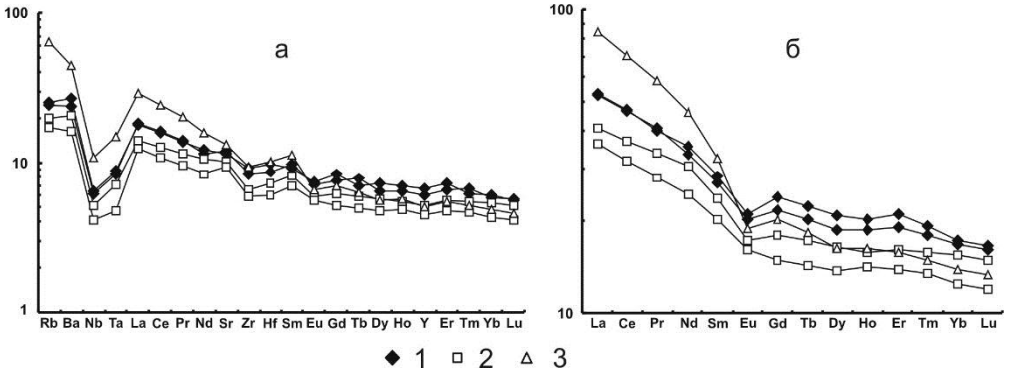


Рис. 1. Распределение в породах Нижне-Томбинского интрузивного комплекса редких элементов (а), нормированных к составу примитивной мантии и редкоземельных элементов (б), нормированных к хондриту [3]. 1 – первый петрохимический тип, 2 – второй петрохимический тип, 3 – третий петрохимический тип

Распределение элементов на мультиэлементных диаграммах показывает обогащение всеми несовместимыми элементами долеритов первой фазы относительно пород второй (рис.1). Максимальные значения крупноионных Ba, Rb, высокозарядных Th, U, Nb, Ta и LREE установлены в породах интрузии третьей фазы. Наличие Nb-Ta минимума типично для интрузивного траппового магматизма в целом и является основным отличием спектров траппов от других производных базитового магматизма. Распределение REE в долеритах I и II фаз отличается умеренным фракционированием, невысоким суммарным содержанием, наличием незначительной отрицательной европиевой аномалии. Индикаторные данные для долеритов I фазы следующие: ∑REE = 83 – 86 г/т, (La/Yb)n=3,41 – 3,02, Eu/Eu*=0,81 – 0,84; для долеритов II фазы: ∑REE =59 – 70, (La/Yb)n=2,4 – 2,9, Eu/Eu*=0,83 – 0,92. По содержанию REE, LILE и элементов группы титана – Zr, Nb, Hf, Y долериты интрузивов первой и второй фаз внедрения сопоставимы с первым и вторым (соответственно) петрохимическими типами трапповых интрузий востока Тунгусской синеклизы [1, 2]. В тоже время долериты интрузии третьей фазы внедрения характеризуются более высокой суммой редкоземельных элементов (∑REE =112 г/т), в основном за счет LREE, и существенно различной степенью дифференциации легких (La/Yb)n=6,08) и тяжелых (Gd/Yb)n=1,46) REE. По этим показателям они отличаются как от долеритов интрузий первых двух фаз внедрения, так и от интрузий третьего петрохимического типа, выделенных в [1,

2]. Подобное геохимическое несоответствие логичнее всего объяснить за счет разубоживания базитовой магмы коровым веществом в ходе докамерного фракционирования.

Литература:

1. Томшин М.Д., Васильева А.Е., Константинов К.М., Копылова А.Г. Пермотриасовый трапповый магматизм Восточного борта Тунгусской синеклизы //Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург. 2010. Т. II. С. 282-283.

2. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишанин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы //Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19-24.

3. Sun S.-S., McDonough W.F.Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

ВЛИЯНИЕ КРИСТАЛЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ - ЭЛЕМЕНТОВ СТРОЕНИЯ ОКТАЭДРИЧЕСКОГО КРИСТАЛЛА АЛМАЗА НА ЛОЖНУЮ СИММЕТРИЮ И ФОРМЫ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Угапьева С.С., Павлушин А.Д.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Изучение морфологии включений минералов в алмазах из разных месторождений показало, что наиболее часто встречаются включения с "алмазной огранкой", которая нехарактерна для их идиоморфных кристаллов в кимберлитах [1-4]. По данным изучения морфологии, структурной ориентировки и положения минерала-узника в объеме алмаза-хозяина авторами проведен анализ искаженной формы включений.

Исследовано 16 кристаллов алмаза с включениями граната и оливина из месторождений: тр. Мир, Айхал, удачная, XXIII съезда КПСС, россыпи р. Эбелях (коллекция Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН). Установлено, что форма включений в кристаллах алмаза непосредственно зависит от их расположения в объеме кристалла-хозяина [5]. В центральной части или вблизи вершины октаэдра алмаза часто встречаются включения изометричной формы. Удлиненные включения призматической формы расположены вдоль ребра октаэдра алмаза. Такая закономерность отчетливо наблюдается в алмазах из кимберлитовых трубок, так как хорошо образованная форма материнского кристалла идеальна для визуального наблюдения кристаллографических направлений. Для округлых додекаэдроидов алмаза из россыпей Эбелях также характерны подобные формы включений, преобладают мелкие удлиненные и таблитчатые оливины. Оливины изометричной формы более крупные и

расположены ближе к центру додекаэдроида. С учетом наблюдения октаэдрической ростовой зональности в додекаэдроидах выявленные нами закономерности формы включений в целом близки к кимберлитовым.

Таким образом, из микроскопических наблюдений следует, что форма включений оливина и граната зависит от кристаллографического направления и формы ростовой зональности кристалла-хозяина, а также положения включения в его объеме. Тяготение включения к вершине, ребру октаэдра, либо к центру пирамиды роста октаэдра сказывается на форме самого включения. В целом эта закономерность объясняется принципом симметрии-диссимметрии П. Кюри в трактовке И.И. Шафрановского [6, с. 48]: "…в течение роста кристалл сохраняет лишь те элементы симметрии, которые совпадают с элементами симметрии кристаллообразующей среды". Если элементы внутреннего строения реального октаэдрического кристалла алмаза и их комбинации рассматривать как кристаллообразующую среду по отношению к сингенетичному включению минерала-узника, мы получим следующие виды симметрии кристаллообразующей среды: центральная часть октаэдра – симметрия m3m, его вершина – симметрия 4mm, пирамида роста октаэдра – симметрия 3m. В свою очередь, области граничащих смежных пирамид роста октаэдра отражают симметрию кристаллообразующей среды – mm2. Соответственно, симметрия каждого элемента реального многогранника алмаза накладывает свой отпечаток на симметрию одновременно развивающегося с ним включения (рис. 1).

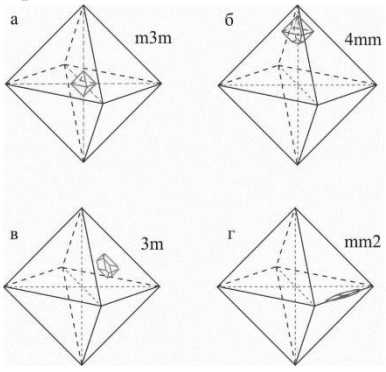


Рис. 1. Влияние элементов строения октаэдрического алмаза-хозяина на ложную симметрию и формы включений: центр роста октаэдра (симметрия среды и включения m3m) – (а); вершина (симметрия среды и включения 4mm) – (б); пирамида роста (симметрия среды и включения 3m) – (в); область смежных пирамид роста (симметрия среды и включения mm2) – (г).

Полагаясь на вышеперечисленные закономерности, в ядре кристалла можно ожидать изометричную форму сингенетичного включения, в пределах пирамиды роста – уплощенную таблитчатую форму, в пределах границ смежных пирамид роста вероятно появление вытянутых призматических форм включений. Форма

включений, расположенных ближе к вершинам кристалла могут приближаться к пирамидально-призматическим. В образце 2113 хорошо прослеживается морфология включения граната (рис. 2).

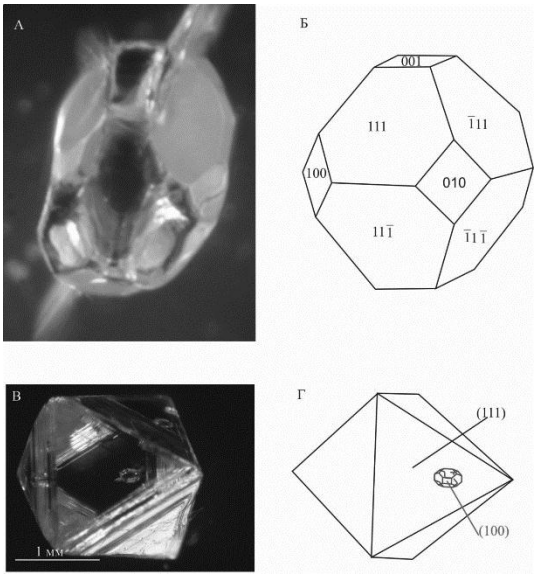


Рис. 2. Гранат в алмазе 2113: А - гранат в форме кубооктаэдра; Б - графическое изображение включения граната; В - общий вид образца 2113; Г - графическое изображение совмещения плоскостей (111) алмаза и (100) граната.

Гранат в данном алмазе находится ближе к центру, имеет форму кубооктаэдра. При этом симметрия кристаллообразующей среды – m3m, форма минерала-узника – изометричныйоктаэдр. В случае расположения включения ближе к вершине кристалла-хозяина (рис. 3) также наблюдается наложение отпечатка кристаллообразующей среды, в итоге минерал-узник приобретает алмазную огранку.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что проявление закономерности искажения внешней симметрии включений в зависимости от их положения в объеме кристалла алмаза может служить одним из визуальных признаков сингенетичности включения оливина по отношению к алмазу.

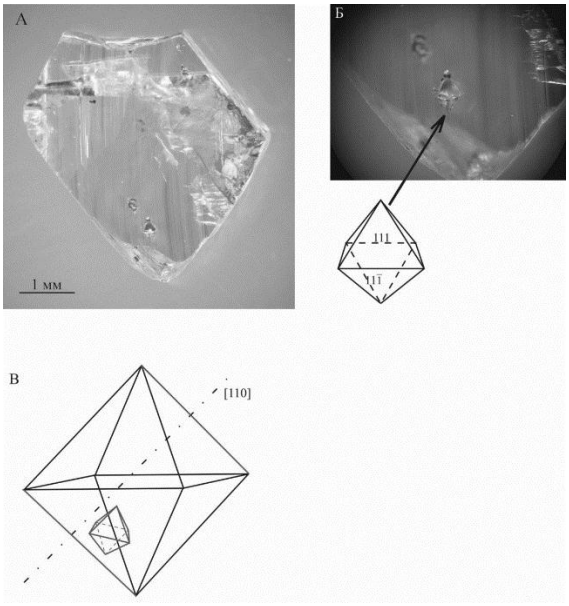


Рис. 3. Включения граната октаэдрической формы (образец 3811): А - пластинка алмаза, срез по [110]; Б - большее включение граната с “алмазной огранкой”; В - графическое изображение совмещения [110] алмаза с (111) граната

Литература:

1. Бартошинский, З.В. Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах // Геология и геофизика. – 1980 – № 3. – С. 12–22.

2. Гневушев М.А., Николаеав Э.С. О включениях оливина и пиропа в якутских алмазах // Минералогический сборник. – 1958. – № 12. – С. 440–442.

3. Квасница В.Н., Захарченко О.Д., Вишневский А.А., Мельников В.С. Морфология минеральных включений в алмазах Беломорья // Минералогический журнал. – 1993. – 15, № 4. – С. 38–46.

4. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 204. – №1. – С. 192–195.

5. Угапьева С.С., Павлушин А.Д., Горяйнов С.В. Типоморфные характеристики кристаллов алмаза с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование. – 2015. – № 2 (78). – С. 28–34.

6. Шафрановский И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. – Л.: Изд-во "Недра", 1974 – 152 с.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Шкодзинский В.С.
Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Раннедокембрийские геологические процессы резко отличаются от более поздних формированием ими огромных объемов кислой кристаллической коры, гранитоидов, автономных анортозитов, месторождений железных руд. Наиболее непонятно происхождение кислых пород. По экспериментальным данным [1] кислые расплавы в реальных бедных водой первичных мафических породах могли формироваться при малобарическом (менее 0,3 ГПа) начальном (на 1 – 3 %) их плавлении. Но на Земле температура недр при таком давлении по господствующей гипотезе холодной аккреции всегда была во много раз ниже, чем необходимо (более 1000 ^{o} С) для начала плавления этих пород. Попыткам объяснить генезис таких расплавов выплавлением из мантийных основных пород (эклогитов) и метабазитов противоречат отсутствие кислых обособлений во многих тысячах изученных ксенолитов этих пород из кимберлитов, большая древность кислой кристаллической коры (3,8 – 2 млрд. лет) по сравнению с эклогитами (в среднем 1,4 млрд. лет), автохтонность и выдержанность содержаний антектического жильного материала в парагнейсах даже при содержании его в 40 – 45 %.

[3] и отсутствие процессов отделения выплавок в перидотитах, расплавленных в экспериментах менее чем на 35 % [4]. В вынесенных магмами мантийных ксенолитах отсутствуют признаки частичного плавления. Наоборот, в них широко распространены явления распада высокотемпературных минералов и замещения низкотемпературными.

Принципиально новое полное решение проблема природы магм и древнейших геологических процессов получает в свете новейших данных о горячей гетерогенной аккреции планет земной группы. К числу этих данных относятся преимущественно анортозитовый состав и большая мощность (до 100 км) лунной коры, которая сформировалась в результате всплывания плагиоклаза в кристаллизовавшемся океане магмы глубиной около 1000 км. О существовании подобного океана на Земле свидетельствуют присутствие трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов, уменьшение среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации верхнемантийных пород в соответствии с последовательностью их формирования при фракционировании и множество других данных [3].

Земное ядро сформировалось раньше силикатной мантии и имело более высокую температуру, вследствие в двадцать тысяч большей скорости слипания железных частиц под влиянием магнитных сил [3, 5]. Это подтверждается отсутствием деплетированности мантийных пород хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами [2] и кислородом и изотопными данными об очень

раннем возникновении ядра. Выпадавшие на ядро силикатные частицы плавились в результате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы частично кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей и сформировали из кумулатов породы нижней мантии, а из остаточных расплавов – различные слои магматического океана. Вследствие незначительной еще его глубины и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому остаточные расплавы варьировали по составу от толеитов до гранитов. Только существование массовых малобарических процессов раннего синаккреционного фракционирования объясняет широкое распространение на Земле гранитов и толеитов. Разные по составу остаточные расплавы сформировали расслоенный магматический океан. Вследствие возрастания плотности с глубиной в нем не возникала обширная конвекция и он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь.

Затвердевание верхнего кислого слоя привело к формированию слагающих кристаллическую кору эндербитов и серых гнейсов из кумулатов и древних гранитов из остаточных расплавов. Ранее 4 млрд. лет земная поверхность была полностью покрыта магмой, что объясняет отсутствие на Земле более древних пород и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся около 3,9 млрд. лет назад. Обособление остаточных расплавов при кристаллизации ортогнейсов привело к образованию в них большого количества безкорневых гранитоидных выделений. Это решает проблему природы региональной гранитизаци докембрия, которая около двухсот лет была предметом острой малопродуктивной дискуссии.

Рост плотности с глубиной в расслоенном магматическом океане препятствовал опусканию в нем остывших расплавов. Но после начала их кристаллизации они вместе с начавшими формироваться на них осадочными породами тонули вследствие значительного (до 10 %) возрастания их плотности. Ниже расположенные более мафические расплавы всплывали. Это объясняет пестрый состав гнейсовых комплексов, большие колебания их основности, частое присутствие среди них парапород.

Постепенное укрупнение планетизималей в протопланетным диске приводило к резкому уменьшению потерь импактного тепла на излучение при аккреции. Это обусловило постепенное значительное возрастание температуры накапливавшегося материала. По расчетам различных исследователей такое увеличение температуры составляло от 800 до 3500 ^{o}C [2, 3]. Из этого следует, что температура нижней мантии сначала была значительно меньше, чем верхней, а не наоборот, как обычно предполагается. Поэтому геотермический градиент в земных недрах в раннем докембрии был обратным по отношению к современному. Из этого следует очень важный вывод о том, что в раннем докембрии не существовали

нижнемантийные плюмы, океанические области и геодинамические обстановки современного типа.

С течением времени нижняя мантия постепенно разогревалась под влиянием изначально более горячего ядра, а верхняя остывала вследствие теплоотдачи в более холодную земную кору. Под влиянием этого произошла инверсия распределения температуры и возник современный геотермический градиент. Это объясняет появление океанической коры и современных океанов только в юре, траппов и эвгеосинклинальных магматических пород складчатых поясов лишь в конце протерозоя.

Вследствие отсутствия нижнемантийных плюмов магмы зеленокаменных поясов поднимались из глубинных слоев постаккреционного магматического океана. Это подтверждается участием в формировании этих поясов всех магм этого океана (ультраосновных, основных, средних и кислых), а также пониженным содержанием в основных породах зеленокаменных поясов и гранулитовых комплексов CaO и TiO_2 по сравнению с типичными плюмовыми базитами срединно-океанических хребтов и траппов. Эти компоненты в числе первых конденсировались в протопланетном диске, потому содержание их в нижней мантии было выше, чем в верхней. При горячем аккреции Земли высокотемпературность раннедокембрийских гнейсов обусловлена магматическим происхождением большинства из них, а не проявлением труднообъяснимых более поздних процессов разогрева земной коры.

Магматический океан, вследствие его высокой текучести, и сформировавшаяся из него кислая кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли. Вследствие примерно в 8 раз большей скорости вращения Земли в раннем докембрии вещество постаккреционного магматического океана под влиянием силы Кориолиса всплывало под углом около 8 ^{o} к земной поверхности (то есть, почти горизонтально), сильно отклоняясь к западу [3]. Это привело к интенсивному пластическому течению вещества кристаллической коры, к ее складчатым деформациям и к сокращению площади распространения.

В кристаллизовавшихся магмах осаждение образующихся твердых фаз происходило в среде расплава с вязкостью в миллионы раз меньшей, чем слабо подплавленных пород. Поэтому разделение расплава и кристаллов в них, в отличие от анатектических мигматитов, происходило относительно быстро и является единственной причиной разнообразия состава магматических пород. Подъем остаточных расплавов из нижних частей кислого слоя сопровождался формированием различных кислых магм. Последующее выжимание и всплывание наиболее кислых пластичных частей кристаллической коры в областях коллизии приводило к их фрикционному и декомпрессионному плавлению и к образованию характерных для этих областей огромных гранитных батолитов. Выжимание еще незатвердевших плагиоклазовых кумулатов обусловило образование огромных тел автономных анортозитов преимущественно в протерозое.

Процессы высокобарического фракционирования в придонном перидотитовом слое магматического океана обусловили образование щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм. Очень длительное (почти 4 миллиарда лет) накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах являются причиной гигантского содержания редких элементов (до десятков тысяч хондритовых норм) в карбонатитах и в щелочных породах. Вследствие кристаллизации расслоенного магматического океана сверху вниз его придонный слой фракционировал наиболее поздно. Это обусловило относительно молодой возраст большинства карбонатитов и кимберлитов.

Декомпрессионное плавление наиболее легкоплавких пород нижней мантии, эклогитов (затвердевших расплавов раннего синаккреционного океана), в поднимавшихся в фанерозое плюмах привело к образованию большого количества толеитовых магм и их щелочных и кислых остаточных расплавов и магм.

Литература:

1. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.

2. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1981. 294 с.

3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: ИздательскийдомСВФУ, 2014. 452 с.

4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yeab. 1977. 76. P. 424–428.

5. Harris P.G, Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. 215 (5109). P. 1449–1451

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ АЛМАЗА В КИМБЕРЛИТАХ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

На основании большего изотопного возраста включений в алмазах (до 3,5 млрд. лет) по сравнению с возрастом алмазоносных кимберлитовых трубок (сотни млн. лет) обычно предполагается, что кристаллы этого минерала возникали в твердой мантии на ранней стадии ее эволюции. Кимберлитовые магмы механически захватывали их и не имеют никакого отношения к процессам образования этого минерала. Однако такому ксеногенному происхождению алмазов противоречит установленное существование многочисленных зависимостей морфологии, количества и крупности кристаллов алмаза от состава и особенностей размещения содержащих их кимберлитов [2]. Это свидетельствует о значительной общности процессов формирования алмазов и кимберлитов.

Природа ее стала понятной после установления признаков горячего образования Земли и существования на ней расслоенного по составу глобального океана магмы глубиной до сотен километров [2]. Остывание и затвердевание его сверху вниз сопровождалось кристаллизацией алмазов и формированием кимберлитовых остаточных расплавов в его нижнем перидотитовом слое. Кимберлитовый состав остаточный расплав приобрел в основном в последние полмиллиарда лет вследствие накопления в нем при кристаллизации расплавофильных химических компонентов. Алмазы начали формироваться намного раньше кимберлитовых магм вследствие увеличения в расплаве концентрации углерода, так как он почти не входил в состав кристаллизовавшихся породообразующих минералов. Позднее образование кимберлитовых остаточных расплавов является причиной внедрения их магм преимущественно в фанерозое.

Сунагава [3] пришел к выводу, что увеличение степени пересыщения среды кристаллизации алмаза углеродом приводило к смене октаэдрической огранки возникавших кристаллов на ромбододекаэдрическую и кубическую. Однако причина этого увеличения пересыщения оставалась непонятной. Образование ромбододекаэдрических и округлых кристаллов, а также разнообразных скульптур на них обычно связывают с существованием гипотетических процессов частичного растворения алмазов в мантии. Но этому противоречат распространенные в ксенолитах признаки замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными и снижения температуры мантии примерно на 200 ^{o} С за каждый миллиард лет, свидетельствующее о возрастании стабильности в ней алмаза с течением времени [2].

Различное содержание в алмазах азота, легкого изотопа углерода и других примесей обычно связывают с влиянием гипотетических процессов метасоматического привноса их поднимающимися через мантию потоками летучих компонентов. Однако с физико-химической точки зрения такие потоки существовать не могут. Это обусловлено очень большим давлением в мантии, исключающим возможность присутствия в ней открытых трещин и пор, необходимых для движения летучих. Температура мантии на много выше, чем температура ее плавления в присутствии флюидной фазы. Поэтому, если бы эта фаза существовала в ней, то мантия полностью расплавилась бы.

Учет процессов кристаллизации магматического океана легко объясняет возникновение большого разнообразия алмазов в кимберлитах и без допущения существования нереальных процессов. Затвердевание нижнего перидотитового слоя в магматическом океане должно было сопровождаться увеличением содержания кремнекислоты в остаточном расплаве – от 25 до 70 % при возникновении самых поздних включений в алмазах. Поэтому динамическая вязкость расплава увеличилась на 6 – 7 порядков [2]. В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса, $\mathbf{D = RT\rho/(6\pi\eta r)}$, величина коэффициента диффузии **D**обратно пропорциональна вязкости среды **η.** Формула показывает, что величина

коэффициента диффузии углерода в расплавах при таком возрастании вязкости должна была уменьшиться в миллионы раз. Это замедляло движение углерода к формировавшимся кристаллам алмаза и приводило к сильному возрастанию степени пересыщения им остаточных расплавов.

Накопление в остаточном расплаве расплавофильных химических компонентов обусловило возрастание содержания примесей в кристаллизовавшихся алмазах. Это и снижение температуры сопровождалось ростом количества дефектов в их кристаллической структуре и вследствие этого уменьшением интенсивности их рентгенолюминисценции из-за ее поглощения дефектами. Поэтому величина этого параметра является показателем состава остаточного расплава и относительного времени кристаллизации каждой разновидности алмаза.

Из сказанного следует, что на начальной стадии кристаллизации перидотитового слоя скорость диффузии углерода была максимальной, а степень пересыщения им расплава – минимальной. Поэтому углерод имел относительно небольшую химическую активность и присоединялся лишь к торцам слоев роста кристаллов алмаза, так как здесь обнажались три ковалентные связи, а на гранях только одна. Вследствие этого рост кристаллов был послойным и возникали идеальные плоскогранные остроребеpные октаэдры алмазов. Небольшое еще содержание в расплаве расплавофильных элементов обусловило незначительное количество примесей в кристаллизовавшихся алмазах, прозрачность и ювелирное качество большинства октаэдров. Самое раннее образование плоскогранных октаэдров подтверждается максимальной величиной их удельной интенсивности рентгенолюминесценции, равной в среднем 1,8 у. е. [1]. Оно согласуется с присутствием только октаэдров в ксенолитах мантийных перидотитов, возникших из ранних кумулатов магматического океана.

В это время кристаллизация его самого нижнего перидотитового слоя происходила очень медленно, так как он был перекрыт еще горячими верхними слоями. По этой причине самые ранние октаэдрические кристаллы алмазов росли очень длительно. Это объясняет происхождение изредка встречающихся в кимберлитах алмазов-гигантов и октаэдрическую огранку подавляющего большинства из них (93 – 94 %).

По мере кристаллизации перидотитового слоя и уменьшения скорости диффузии углерода в остаточном расплаве слои роста на алмазах увеличивались все медленнее. А возрастание степени пересыщения углеродом приводило к более быстрому образованию новых центров роста и слоев. Поэтому площадь слоев роста уменьшалась и грани октаэдров покрывались сокращавшимися слоями, все больше не достигавашими ребер и вершин. В результате сначала формировались выпуклые грани, плоские в центре и наклонные по краям. На последних торцы выходов слоев роста создавали параллельную или сноповидную штриховку. В дальнейшем сокращавшиеся слои роста покрывали все грани и возникали слоистые,

полицентрические, блоковые и округло-ступенчатые октаэдры. Такая последовательность образования октаэдров с этими скульптурами подтверждается уменьшением величины удельной интенсивности рентгенолюминесценции от в среднем 1,55 в занозисто-сноповидных октаэдрах, до 1,25 в полицентрических, 1,02 в блоковых и 0,8 у. е. в округло-ступенчатых [1].

С началом сокращения площади растущих октаэдрических граней на месте ребер и вершин октаэдров начинали формироваться ступенчатые грани соответственно ромбододекаэдра и куба и кристаллы такой морфологии. Вследствие очень большого пересыщения расплава и поэтому высокой химической активности углерода атомы его кратчайшим путем присоединялись к поверхности кристаллов. В связи с этим образование кубов происходило путем нормального радиального роста.

Такой рост начинался еще на поздней стадии кристаллизации октаэдров и ромбододекаэдров, что приводило к возникновению на их поверхности занозистой, черепитчатой скульптуры и выпуклостей другой формы путем локального присоединения углерода к торцам выхода на гранях слоев роста. В участках повышенного содержания адсорбированных примесей рост кристаллов тормозился и возникали впадины различной формы. Сокращение сечения растущих блоков, вследствие уменьшения подтока к ним углерода, обусловило возникновение между ними глубоких трещин и каверн и повышенную степень последующего дробления поздних кристаллов, особенно додекаэдроидов. Позднее образование ромбододекаэдров и особенно кубов подтверждается низкой величиной в них удельной интенсивности рентгенолюминесценции – в среднем соответственно 1,0 и 0,2 у. е. Оно доказывается также отсутствием их в ксенолитах ранних перидотитов и с присутствием в ксенолитах более поздних эклогитов. Недорастание формировавшихся слоев в наиболее крупных алмазах до ребер и вершин приводило к образованию округлых кристаллов.

Из многих экспериментальных данных известно, что летучие химические компоненты накапливаются в остаточных расплавах при кристаллизации магм. Азот является типичным летучим компонентом, поэтому содержание его должно было постепенно увеличиваться в остаточных расплавах и формировавшихся в них алмазах по мере кристаллизации магматического океана. Легкие редкие земли значительно больше накапливаются в остаточных расплавах, чем тяжелые. Поэтому при кристаллизации легкий изотоп углерода должен был накапливаться в них и в формировавшихся алмазах больше, чем тяжелый. Из этого следует, что среднее содержание азота и доля легкого изотопа углерода должны возрастать от ранних алмазов к поздним. Обобщение опубликованных данных свидетельствует, что они действительно возрастают от ранних октаэдров к поздним кубам и агрегатам соответственно в 5 и в 8 раз [2].

Увеличение содержания азота и других примесей в алмазах и связанных с ними дефектов кристаллической решетки приводило к появлению окраски кристаллов и

к уменьшению интенсивности их фотолюминесценции в связи с тушением дефектами, особенно ее коротковолновой составляющей. Это объясняет отсутствие окраски в большинстве октаэдров и преимущественно синий и сиреневый цвета их фотолюминесценции. Оно является причиной окрашенности большинства кубов; желтого, оранжевого свечения их и отсутствия фотолюминесценции в некоторых из них.

Литература:

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии – Новосибирск: Изд. СО РАН, 2005. 402 с.

2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.

3. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. – Tokio, 1984. 653 p.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ХОНГУРИНА В ЭКОЛОГИИ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА

Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск

Месторождение Хонгуруу, расположено в 70 км к юго-востоку (по прямой) от пос. Сунтар Сунтарского района Республики Саха (Якутия), на правобережье р. Вилюй.

В структурном плане месторождение располагается на юго-восточном борту Таас-Туусской солянокупольной антиклинальной структуры, где четыре пласта цеолитовых пород, как правило, образуют возвышенные формы рельефа и слагают отроги хребта Хонгуруу (рис. 1).

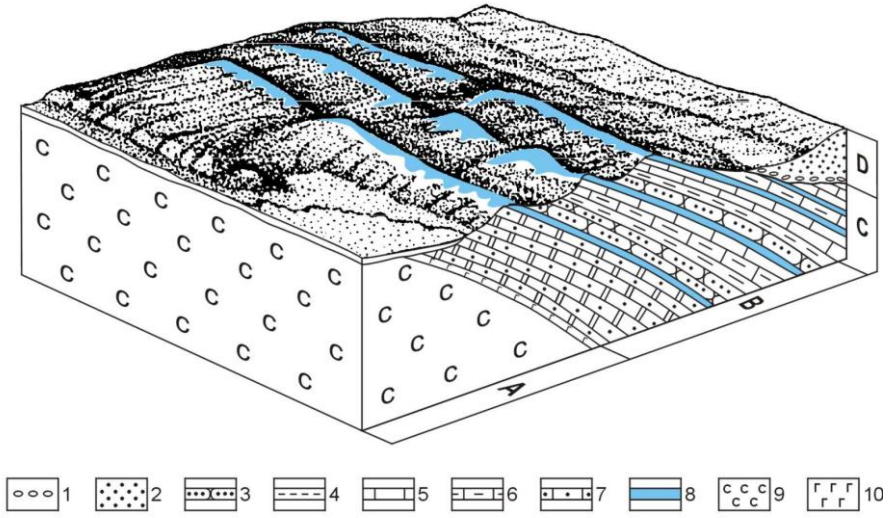


Рис. 1. Блок-диаграмма месторождения Хонгуруу:
1 - галечники; 2 - пески; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 – известняки; 6 - известняки глинистые; 7 - доломиты алевритистые; 8 - пласты цеолитовых пород; 9 - каменная соль; 10 – гипсы; свиты: А - кыгылтуусская; В - намдырская; С - курунгуряхская; D - отложения юры

Пласты цеолитовой породы имеют простое строениеи залегают согласно с вмещающими их осадочными породами верхнего девона и нижнего карбона среднепалеозойского возраста. Основная масса цеолитовой породы состоит из витрокластических и кристалловитрокластических туфов, замещенных почти полностью скрытокристаллическими изотропными агрегатами клиноптилолита-

гейландита. Кристаллокластический материал (2-25%) представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых пород и пластинками биотита и др. [1]. Прослежены пласты на расстояние 8,5 км, их строение изучено плотной сетью канав и разведочных скважин до глубины 100-160 м (рис. 2).

Качественный рентгенографический анализ показал, что основная масса цеолитовой породы сложена минералами клиноптилолит-гейландитового и гейландитового ряда. Их содержание, по данным рентгеновского количественного фазового анализа (РКФА), колеблется от 53 до 98%. По данным определений на портативной цеолитной лаборатории (метод ПЦЛ), содержание цеолитов варьирует от 30 до 100% (среднее 81%).

Порода не радиоактивна. По содержанию токсичных и тяжелых элементов удовлетворяет требованиям, предъявляемым Главным управлением ветеринарии Министерства сельского хозяйства Российской Федерации (Регистрационное удостоверение № 10.07.19 – 92 овфп от 30 декабря 1992 г).

Мощность пластов 6,5-13 м. Содержание цеолитов - 70-98%. Запасы цеолитового сырья составляют около 12 млн. тонн. Месторождение подготовлено к промышленному освоению.

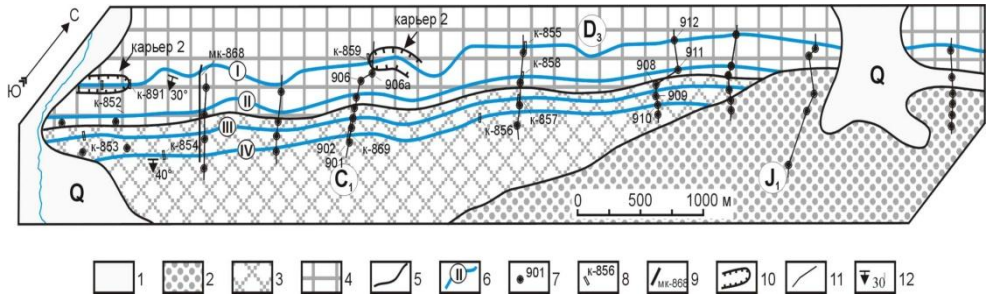


Рис. 2. Геологический план месторождения Хонгуруу:
1 - современные отложения; 2 - нижняя юра; 3 - нижний карбон (курунгуряхская свита); 4- верхний девон (намдырская свита); 5 - геологические границы; 6 - пласты цеолитовых пород и их нумерация; 7 - разведочные скважины; 8 - разведочные канавы; 9 - магистральная канава; 10 - карьеры; 11 - разведочные линии; 12 - элементы залегания пород

Таким образом, **хонгурином** называется горная порода, состоящая из минералов клиноптилолит-гейландитового ряда (70-90%), а также примесей кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых пород, биотита, кальцита, вулканического стекла и глинистых минералов.

На данном этапе изученности, на месторождении выделяются два типа сырья, различающиеся между собой в основном по катионному составу: хонгурин клиноптилолит-гейландитового состава (добывается в карьере 1) и гейландитового состава (добывается в карьере 2), [2].

Первый тип сырья клиноптилолит-гейландитового состава распространен на большей части месторождения. На этом участке им сложены все четыре пласта (рис. 2).

В разрезе 1 карьера (канава 891) данныйтип сырья представляет собойчёткое переслаивание цеолитовых пород Na- и Ca-разностей цеолита, т.е. клиноптилолитами и гейландитами, и выше по разрезу постепенно переходят с широким спектром их промежуточных разностей.

Второй тип сырья гейландитового состава представлен I и IV пластами цеолитовых пород на северо-восточной части участка месторождении.

В разрезе 2 карьера (канава 859) данного типа сырья цеолитовые породы здесь состоят по всему разрезу из практически чистых Ca-разностей цеолита, т.е. гейландитами с выдержанными долями контрастирующих катионов натрия и кальция.

Усредненные химический состав и физико-химические свойства по двум типам сырья представлены в таблице 1 и 2 соответственно.

Таблица 1

Усредненный химический состав цеолитов на участках добычи месторождения Хонгуруу

Карьер	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Σ
1	65,55	0,16	12,33	1,00	0,13	0,02	1,13	1,81	2,75	1,08	0,24	12,4	99,60
2	67,31	0,20	11,73	0,83	0,38	0,03	1,81	3,18	0,74	1,62	0,04	0,00	98,73

Таблица 2

Физико-химические свойства цеолитовых пород месторождений по типам сырья

Характеристика	Типы минералов	
	клиноптилолит-гейландитовый	гейландитовый
Содержание цеолитов, %	70-98	70-98
Ионообменная емкость, мг-экв/г	0,7-1,91	0,16-0,66
Адсорбционные свойства по воде при P/P_s=1,0, %	10,36-11,96	10,34-12,03
Термостабильность, ºС	700	менее стабилен
Оптимальная температура дегидратации, °С	400-550	300-350

Опытные исследования были начаты до и после организации добычи цеолитов в ООО «Сунтарцеолит». В работе были привлечены ученые не только Якутии, но и Москвы, С-Петербурга, Новосибирска, Томска и других городов. Основные испытания цеолитов велись в области строительства, горной отрасли, коммунального хозяйства, энергетики, сельского хозяйства (животноводство, птицеводство, свиноводство, коневодство, оленеводство, ветеринарная медицина, растениеводство и др.) и охраны окружающей среды.

Одной из наиболее актуальных проблем в регионах развития нефтегазовой отрасли является загрязнение окружающей среды нефтью и нефтепродуктами при их добыче, транспортировке и переработке. Для борьбы с нефтяными выбросами используются механические (сбор нефти вручную или механизированным путем),

физико-химические (сорбционная очистка) и биологические методы (использование микробов деструкторов нефти).

Проблемы нефтяных загрязнений особенно остро стоят в северных регионах, таких, как территория Якутии, с многолетнемерзлой почвой и с коротким летним сезоном, где самоочищение нарушенных экосистем идет не месяцы и не годы, а многие десятки лет.

Микробиологический способ является одним из эффективных методов восстановления почв, загрязненных нефтью и нефтепродуктами. Для мерзлотных почв Якутии выбор нефтедеструкторов, эффективно работающих в климатических условиях севера, требует специальных исследований. Поэтому исследования Института проблем нефти и газа СО РАН, направленные на разработку технологии обезвреживания разливов нефти и нефтепродуктов на основе использования местных сорбентов, активированных микроорганизмами нефтедеструкторами, оказались востребованными в современных условиях.

Работа по испытанию сорбционно-биологического метода очистки мерзлотных почв Якутии с применением местного цеолита проведены в рамках Государственных контрактов №611 [3].

Установлено, что внесение в различные типы почв углеводородокисляющих микроорганизмов (УОМ), иммобилизованных на цеолит, позволяет за одно короткое северное лето снизить концентрацию нефти в мерзлотных почвах до 93% (таблица 3).

Таблица 3

Динамика деструкции нефтепродуктов в мерзлотных почвах (п. Амга)

Схема опыта	Содержание НП, мг/кг		Деградация НП, %
	до очистки	после очистки	
Контроль (почва + нефть)	608	512	15,7
Почва + нефть + цеолит	2432	1889	22,5
Почва + нефть + УОМ	1987	1071	46,1
Почва + нефть + УОМ + цеолит	4269	298	93,0

Таким образом, иммобилизация УОМ на цеолитовое сырье месторождения Хонгуруу имеет высокие показатели деструкции нефтезагрязнений в различных типах мерзлотных почв по сравнению с контролем, что обеспечивает значительный экологический и экономический эффект, способствуя сокращению сроков реабилитации нарушенных земель и оздоровлению окружающей среды в целом.

Литература:

1. Колодезников К.Е. Цеолитоносные провинции Востока Сибирской платформы – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2003. 224 с.

2. Колодезников К.Е., Новгородов П.Г., Матросова Т.В., Степанов В.В. Кемпендяйский цеолитоносный район – Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. 68 с.

3. Отчет по ГК № 611 по проекту 1.2.2.1: «Разработка технологии обезвреживания разливов нефти и нефтепродуктов на основе использования местных сорбентов, активированных микроорганизмами - нефтедеструкторами» за период 2008-2010 гг. Якутск. 2010. 97 с.

ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ЯКУТИИ (ИСТОРИЯ, СОСТОЯНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ)

Алексеев Н.Н., Аржаков Н.А., Ситников В.С., Слепцова М.И.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

К началу 30-х годов XX столетия практически вся территория Западной Якутии в тектоническом и нефтегазоносном отношении была совершенно не изучена.

В 30-50-е годы по мере проведения первых геологоразведочных работ на территории арктического побережья моря Лаптевых, на северном склоне Алданской антеклизы и в некоторых других районах республики особое внимание постоянно уделялось вопросам сравнительной оценки потенциальной нефтегазоносности изучаемых территорий с последовательной тенденцией к выбору более перспективных площадей и расширению географии поисковых работ.

При анализе истории нефтегазопоисковых работ, проведенных в Республике Саха (Якутия), с определенной долей условности выделяется ряд этапов, различающихся по преобладающим направлениям размещения работ, их объемам, методике проведения и особенностям комплексирования (1933-1955 гг.; 1956-1971 гг.; 1972-1984 гг.; 1985-1992 гг.; 1993-2005 гг.; с 2005 г. по настоящее время). В эти годы зафиксированы следующие наиболее значимые геологические результаты.

В начале 30-х годов получена первая нефть в среднем течении р. Лена, в долине ее правого притока р. Туолба, а также на севере в Нордвикском районе.

В 1954 г. полупромышленный приток углеводородного газа из низов осадочного чехла отмечен на Русско-Реченской площади глубокого бурения.

В 1956 г. в Якутии было открыто первое Усть-Вилюйское газовое месторождение, приуроченное к одной из складок, надвинутых на платформу в западном направлении со стороны Западного Верхоянья.

В начале 60-х годов в восточной части Вилюйской синеклизы на правобережье р. Вилюя было обнаружено крупное валообразное поднятие – Хапчагайский мегавал. Концентрация работ по глубокому поисковому бурению на этом поднятии привела к открытию целого ряда газовых и газоконденсатных месторождений – Бадаранского (1963 г.), Неджелинского (1963 г.), Средневилюйского (1965 г.), Толонского (1967 г.), Мастахского (1967 г.).

С 1965 г. начато планомерное изучение сейсморазведкой юго-западных территорий Якутии, расположенных в пределах ранее выделявшейся здесь Ботуобинской седловины (северная часть Непско-Ботуобинской антеклизы). В результате был выявлен целый ряд крупных антиклинальных структур платформенного типа (Среднеботуобинская, Верхневилючанская и др.). На первой из них была пробурена одноименная параметрическая скважина (1969-1970 гг.), ставшая первооткрывательницей нового месторождения и нового нефтегазоносного района.

После принятия в 1972 г. Постановления Правительства СССР о развороте геологоразведочных работ на газ в Якутской АССР для решения поставленной

задачи по доведению к концу 1975 г. объема разведанных запасов газа до 1,0-1,2 трлн. куб. м были значительно усилены работы по разведке выявленных месторождений Хапчагайского газоносного района.С ориентацией на перспективные отложения кембрия и венда нефтепоисковые работы проводились также во многих других геологических регионах Западной Якутии.

Наряду со значительными объемами поисково-разведочного бурения, выполненными непосредственно на Среднеботуобинском месторождении, шло планомерное последовательное опоискование новых площадей.

В 1975 г. сибирскими учеными (А.Э. Конторович и др.) была выделена Непско-Ботуобинская антеклиза и одноименная нефтегазоносная область. В ее пределах на юге-западе Якутии в результате геологоразведочных работ были открыты новые газоконденсатные и нефтегазовые месторождения: Верхневилючанское (1980 г.), Тас-Юряхское (1981 г.), Нижнехамакинское (1982 г.), Иктехское (1984 г.), Талаканское (1984 г.).

Наиболее высокая эффективность работ получена при проведении геологоразведочных работ на территории, расположенной к югу от Среднеботуобинского месторождения вплоть до административной юго-западной границы Якутии включительно. Здесь в этот период был открыт целый ряд новых месторождений: Восточно-Талаканское (1987 г.), Тымпучиканское (1989 г.), Алинское (1991 г.).

В конце 80-х – начале 90-х годов впервые в республике был обоснован и выделен ряд крупных ловушек неантиклинального типа. На одной из них открыто Чаяндинское нефтегазоконденсатное месторождение (1989 г.), в состав которого вошли ранее выявленные Озерное, Восточно-Талаканское и Нижнехамакинское месторождения.

В Предпатомском прогибе в пределах Березовской впадины поисковым бурением была подтверждена высокая перспективность Бысахтахской структуры, в пределах которой открыто одноименное газоконденсатное месторождение (1986г.).

Начало современного этапа (с 2004 г.) совпало с разработкой и реализацией «Энергетической стратегией России на период до 2020 года», которая предусматривает ускоренное развитие минерально-сырьевой базы на востоке страны (Восточная Сибирь и Дальний Восток). С этой целью были возобновлены региональные работы, финансируемые в рамках долгосрочных федеральных программ, и начато лицензирование локальных участков на которых недропользователи выполняют поисково-разведочные работы.

По состоянию на 01.012015 г. в пределах Западной Якутии геологоразведочные работы по поискам и разведке углеводородного сырья и геологическому изучению недр (лицензии НП, НР и НЭ) осуществляют 20 предприятий на 56 участках недр.

Сырьевая база углеводородных ресурсов распределенного фонда недр, переданная недропользователям при лицензировании, составляет по категориям C_1 и C_2 соответственно газа - 745891 и 920873 млн. $м^3$, нефти (извл.) – 210975 и 87141 тыс. т. Суммарный прирост запасов углеводородных ресурсов за период недропользования по Западной Якутии составил по категориям C_1 и C_2

соответственно по нефти (извл.) 106082 тыс. т и 174334 тыс. т, по газу - 498982 млн. $м^3$ и 184074 млн. $м^3$.

Основным владельцем лицензионных участков, переданных в пользование в пределах Западной Якутии, является ОАО «Сургутнефтегаз». Из 21 лицензий, находящихся в собственности этой компании, одна (ЯКУ 12061 НЭ) выдана сроком на 20 лет (2004-2023 гг.) для добычи нефти на Талаканском НГКМ (центральный блок), четыре – для геологического изучения Пеледуйского, Кедрового, Хоронохского лицензионных участков и глубоких горизонтов Талаканского НГКМ. На остальных лицензионных участках, выданных сроком от 20 до 25 лет, согласно условиям лицензионного соглашения ОАО «Сургутнефтегаз» осуществляет геологическое изучение, разведку и добычу углеводородного сырья.

Лицензией ЯКУ НЭ сроком на 20 лет по разведке и добыче уникального Чаяндинского НГКМ владеет ОАО «Газпром». В 2011 году этот недропользователь стал обладателем еще 4-х лицензий, в том числе на Соболох-Неджелинское и Среднетюнгское газоконденсатные месторождения в пределах Вилюйской НГО, а также на Таас-Юряхское и Верхневилючанское НГКМ, расположенные на территории Непско-Ботуобинской НГО.

По результатам аукционов на право пользования участками недр владельцами лицензий по геологическому изучению, разведке и добыче в разные годы стали ОАО «Якутская топливно-энергетическая компания», ОАО «Сахатранснефтегаз», ОАО «Алроса-Газ», ЗАО «Иреляхнефть», ООО «Таас-Юряхнефтегаздобыча», ООО «Газпромнефть Ангара», ООО «Ленск-Газ», ЗАО «Туймаада-Нефть», ЗАО «Роснефтегаз» и ОАО «Ленагаз».

В период с 2004 по 2014 гг. по всем лицензионным участкам общая проходка по глубокому бурению составила 426890 пог.м, в том числе по поисковому бурению – 201605 пог.м, разведочному бурению – 220295 пог.м и параметрическому бурению - 4990 пог. м. В этот период выполнены работы по сейсмопрофилированию 2Д в объеме 27812,3 пог. км, 3 Д - 8632,8 $км^2$.

В результате поисково-разведочных работ в период с 2004 по 2014 гг. по всем лицензионным участкам был получен прирост запасов углеводородных ресурсов по категориям C_1 и C_2 соответственно: нефти (извл.) - 131,2 и 158,2 млн. т, газа - 545,5 млрд. $м^3$ и 435,3 млрд. $м^3$. Небольшая часть этого прироста обеспечена ОАО «Сургутнефтегаз» на вновь открытых месторождениях (Верхнепеледуйское, Восточно-Алинское, Пеледуйское, Северо-Талаканское, Южно-Талаканское). Основная часть прироста запасов получена при доразведке ранее открытых месторождений (Чаяндинское, Алинское и др.).

В последнее десятилетие проведен комплекс региональных геологоразведочных работ по доизучению крупных территорий Сибирской платформы, в том числе в пределах Республики Саха (Якутия), включая геофизические исследования и глубокое параметрическое бурение. Финансирование этапа работ осуществлялось в основном за счет средств федеральных программ.

Региональными сейсморазведочными работами было охвачено 16 объектов: в пределах Непско-Ботуобинской (4), Западно-Вилюйской (1), Вилюйской (1), Предпатомской (1) и Северо-Алданской (7) и Сюгджерской (2) НГО. Общий объем

сейсморазведочных исследований МОГТ-2Д за эти годы составил 29105 пог. км. В результате выполнения вышеуказанных региональных работ были уточнены прогнозные ресурсы, по завершенным объектам обеспечен значительный прирост ресурсов УВ по категории $Д_1$лок.

Полученные данные в совокупности с материалами работ прошлых лет убедительно свидетельствуют о том, что недра республики располагают крупнейшим нефтегазовым потенциалом, способным обеспечить дальнейшее ускоренное наращивание сырьевой углеводородной базы и открытие новых крупных месторождений, в том числе нефти в принципиально новых районах.

Литература:

1. Архангельский А.Д. Где искать новые нефтеносные области в СССР // Нефтяное хозяйство. Т.XVI. Мю.: 1929. №6. С.791-796.

2. Калинко М.К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостоктехиздат. 1959. С.353.

3. Ситников В.С., Сереженков В.Г., Аржаков Н.А. История работ на нефть и газ в Якутии // «Ты помнишь, товарищ...». Якутск. 1996.

БОРЕАЛЬНАЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ НАДОБЛАСТЬ В ПРЖИДОЛЬСКОМ ВЕКЕ ПОЗДНЕГО СИЛУРА

Баранов В.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

В прошлом веке при палеозоогеографическом районировании среднепалеозойских бассейнов наибольшей вес традиционно принадлежал выделению специфических группировок фауны, где основными были брахиоподы, и наличию или отсутствию рифовых систем, как индикаторов палеоклимата. Автор при районировании пржидольских морей применяет такие категории, как надобласть (Superrealm), область (Realm) и провинция (Province). Надобласть отвечает климатическому поясу Земли и характеризуется специфическим составом семейств. Область входит в состав надобласти и ее границы определяются широтным распределением градиента таксономического разнообразия. Для нее характерен специфичный набор родов. Провинции выделяются в составе областей и для них характерна частичная или полная изоляция акваторий со специфичным родовым и видовым составом.

В.И. Устрицкий [6] сделал попытку выделить в среднем палеозое – Бореальную область, которая охватывала в силуре южную окраину Сибирской платформу. Он полагал, что в течение палеозоя она смещалась в северном направлении и в поздней перми достигла максимальных размеров. С позиции дрейфа континентальных плит он попытался связать зарождение Бореальной области в силуре с возникновением тувелловой фауны, которая узкой полосой прослеживается вдоль южного обрамления Ангариды (Горный Алтай, Монголия, Приамурье). Кроме того, одним из главных аргументов в существование Бореальной области он приводил отсутствие в силурийских, исключая лландовери, и девонских отложениях представителей отряда Pentamerida, граптолитов, а также обедненный

таксономический состав табулятоморфных кораллов. Однако позднее, из верхнего силура и нижнего девона Монголии были описаны представители пентамерид, а в карбонатных фациях был обнаружен разнообразный комплекс табулят и встречены рифовые постройки. Кроме того, из нижнекаменноугольных отложений Минусинской впадины были описаны лепидофиты с неопадающими листьями. Это свидетельствуют о том, что субтропический или тропический климат продолжал еще существовать в северном полушарии (в современных координатах) и в каменноугольном периоде. Зарубежные исследователи, которые занимались проблемами силурийской биогеографии, считали, что силурийский период отличался исключительным космополитизмом, но оперировали данными только по распространению раннесилурийских брахиопод. Бореальная биогеографическая надобласть (=область по Устрицкому) в пржидольском веке позднего силура все же существовала, но не в границах, предложенных В.И. Устрицким. Она совпадала с субтропическим климатическим поясом Земли и охватывала всю Восточную и Западную Сибирь, Северный Урал, острова Новой Земли, Вайгач и Долгий, территорию Эстонии, Латвии, Литвы, Подолии, Гренландии, острова Канадского арктического архипелага, Аляску и западную часть Канады (территорию Юкон и Северо-Западные Территории) (рис. 1). Надобласть характеризуется следующими семействами и подсемействами: Skenidiidae, Isorthinae, Rhipidomellidae, Aegiromeninae, Chilidiopsidae, Strophochonetinae, Rhynchotrematinae, Machaerariidae, Hemitoechiinae, Atrypininae, Atrypinellinae, Lissatrypidae, Cyrtiidae, Delthydinae, Howellellinae, Didymothyrididae, Athyrisininae, Nucleospiridae, Rhynchospirinidae, Dayiidae.

В Бореальной биогеографической надобласти выделяются две биогеографические области Арктическая и Сибирско-Канадская.

Арктическая биогеографическая область

Арктическая биогеографическая область, с одноименной биогеографической провинцией в ее составе, характеризуется пока только представителями двух родов: Atrypoidea и Collarothyris [1]. В пределах юго-восточной Аляски Atrypoidea были впервые описаны Е. Кирком и Т. Амсденом [10]. В пржидольских отложениях (формации Рид Бей и Дору) на островах Элсмир, Девон, Сомерсет и Принца Уэльского Канадской Арктики доминируют представители рода Atrypoidea. Б. Джонс [10] из формации Рид Бей острова Сомерсет описал Protathyrisprae cursor Kozlowski, который по внешнему и внутреннему строению соответствует представителям вида Collarothyris canaliculata.

Сибирско-Канадская биогеографическая область

На севере Сибирско-Канадская биогеографическая область граничит с Арктической областью, а южная ее граница совпадает с северной границей Экваториальной надобласти. В составе области выделяется пять биогеографических провинций: Западно-Канадская, Западно-Сибирская, Южно-Сибирская, Северо-Уральско-Новоземельская и Подольско-Балтийская.



Рис. 1. Палеобиогеографическая схема пржидольского века позднего силура. Биогеографическиеобласти: I – Арктическая, II – Сибирско-Канадская; биогеографические провинции: А – Арктическая, ЗК – Западно-Канадская, ЗС – Западно-Сибирская, ПБ – Подольско-Балтийская, СУНЗ – Северо-Уральско-Новоземельская, ЮС – Южно-Сибирская; 1 – вода, 2 – суша, 3 – периодически осушаемые ландшафты, 4 – границы над областей, 5 – границы областей; роды: 1 – Atrypoidea, 2 – Collarothyris, 3 – Pseudoprotathyris, 4 – Nucleospira, 5 – Protochonetes, 6 – Dayia, 7 – Morinorhynchus, 8 –Hemitoechia, 9 –Howellella, 10 –Grebenella, 11 – Pseudohomeospira, 12 –Cyrtia, 13 – Dethyris, 14 – Homeospira, 15 – Stegerhynchus, 16 – Machaeraria, 17 –Greenfieldia, 18 –Aegiria, 19 –Gracianella, 20 – ? Protathyris, 21 – Skenidioides, 22 –Reticulatrypa, 23 –Dalejina, 24 –Isorthis, 25 –Spirinella, 26 – ? Hircinisca, 27 – ? Fardenia.

Западно-Канадская провинция. На территории Западной Канады (район Макензи, Юкон) имеются переходные отложения от лудлова к пржидоли, но возрастная датировка их неоднозначна. Достоверно к пржидоли отнесены отложения с Gracianella. Здесь найдены и Collarothyris. А. Ленцом [10] в разрезах Ройл Крик, кроме Atrypoidea и Gracianella, были найдены еще Skenidioides, Reticulatrypa, Dalejina, Isorthis, Skenidioides и др.

Западно-Сибирская провинция. В пржидоле юго-востока Западно-Сибирской плиты установлены представители пяти родов Greenfieldia, Atrypoidea (A. phoca), Howellella, Aegiria и Gracianella (G. Plicumbra Johnsonet Boucot) [2].

Южно-Сибирская провинция. В настоящее время на Горном Алтае к пржидольскому ярусу относится черноануйская свита. В этой свите обнаружены Protochonetes, Stegerhynchus, Machaeraria, Howellella, а также вид Protathyris didyma, который по внешнему и внутреннему строению соответствует Collarothyris canaliculata. В Тыве Collarothyris canaliculata также был описан под названием Didymothyrisdidyma [3].

Северо-Уральско-Новоземельская провинция. Комплекс пржидольских брахиопод северного Урала однообразен. В брахиоподовых сообществах доминируют Atrypoidea и Collarothyris. Из сопутствующих брахиопод присутствуют Morinorhynchus, Hemitoechia, Howellella, Grebenella и Pseudohomeospira [4]. В пржидоли на островах Новая Земля и Вайгач, кроме доминирующих Atrypoidea и Collarothyris, встречаются Cyrtia, Dethyris, Howellella, Homeospira и Pseudohomeospira [5], на о. Долгом найдены Hemitoechia.

Подольско-Балтийская провинция. В скальском горизонте Подолии установлены представители родов Plectodonta, Dalejina, Morinorhynchus, Protochonetes, Atrypa, Gracianella, Dayia, Dnestrina, Delthyris, Collarothyris и Homeospira [7, 12]. Охесаарский горизонт Эстонии по комплексу брахиопод и конодонтов относится к верхней части пржидольского яруса. Брахиоподы представлены здесь: Atrypoidea, Homoeospira, Collarothyris и Delthyris. В пржидольских отложениях Литвы встречены Atrypoidea, Collarothyris, Pseudoprotathyris и Nucleospira [11].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант восток № 15-45-05024).

Литература:

1. Баранов В.В, Альховик Т.С. Пржидольские брахиоподы Северо-Востока России и их палеобиогеографическое значение // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 110–116.

2. Дубатолов В.Н., Краснов В.И., Богуш И.О. и др. Литостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов параметрических и разведочных скважин // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 1990. С. 5–37.

3. Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М: Наука, 1985.

4. Модзалевская Т.Л. Позднесилурийские и раннедевонские брахиоподы Приполярного Урала // Палеонтол. журнал. 1974. № 2. С. 68–83.

5. Модзалевская Т.Л. Брахиоподы силура и раннего девона Европейской части СССР. М: Наука, 1985. 128 с.

6. Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геологическаякорреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67–77.

7. Baliński, A. The brachiopod succession through the Silurian–Devonian boundary beds at Dnistrove, Podolia, Ukraine // Acta Palaeontol. Polon. 2012. V. 57. № 4. P. 897–924.

8. Jones B. Taxonomy and intraspecific variation of Protathyris praecursor from the Upper Silurian of Somerset Island, Arctic Canada // J. Paleontol. 1978. V. 52, No. 1. P. 8–27.

9. Kirk E. and Amsden T.W. Upper Silurian brachiopods from Alaska. Geol. Surv. Prof. Pap. 233-C. 1952. P. 53–66.

10. Lenz A.C. New data on Late Silurian and Early Devonian brachiopods from the Royal Creek area, Yukon Territory // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 19. P. 364–375.

11. Musteikis P. and Modzalevskaya T. L. Some Silurian brachiopods from Lithuania and their palaeobiogeographical significance // Paleontology. 2002. V. 45. Pt. 3. P. 595–626.

12. Nikiforova O. I., Modzalevskaya T. L. and Basset M.G. 1985. Review of the Upper Silurian and Lower Devonian articulate brachiopods of Podolia // Paleontol. association. Spec. Pap. Paleontol. № 34. 66 p.

БИОГЕОГРАФИЯ ЖИВЕТСКИХ (СРЕДНИЙДЕВОН) СТРИНГОЦЕФАЛИД (BRACHIOPODA)

Баранов В.В[1]., Блоджетт Р.Б[2].
[1]*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*
[2]*Consulting Geologist, Anchorage, Alaska, U.S.A.*

Биогеография живетских брахиопод, в том числе представителей семейства Stingocephalidae, практически, оставалась до сих пор terra incognita. Живетский век - пик расцвета стрингоцефалидных брахиопод, поэтому авторы на основании анализа пространственно-временного распространения, биогеографических связей и путей миграции, сделали попытку реконструировать их палеобиогеографию. На фоне глобального распространения рода *Stringocephalus*, на Земле все же просматривается дифференциация стрингоцефалидных брахиопод на подсемейственном уровне. Это позволяет выделить на нашей планете три биогеографические надобласти: Бореальную, Экваториальную и Нотальную, которые подразделяются на области и провинции (рис. 1).

Бореальная палеобиогеографическая надобласть занимала северные широты Земли. К ней относятся морские бассейны, которые были расположены на территории Западной и Восточной Сибири, Урала, Англии, Западной Канады и Аляски. Она характеризуется пятью подсемействами: Stringocephalinae, Bornhardtininae, Rensselandiinae, Geranocephalinae и Omoloninae. В ее составе выделяются две области: Уральская и Сибирско-Северо-Американская.

Уральская область. В живете на акватории Уральского палеобассейна на рифовых карбонатных платформах и их склонах существовали благоприятные условия для стрингоцефалидных брахиопод. Здесь, наряду с представителями космополитных родов: *Stringocephalus, Bornhardtina, Chascothyris, Newberria, ? Geranocephalus,* присутствуют эндемичный род *Kumbella*и межрегиональный род *Elmaria*.

Сибирско-Северо-Американская область занимала территорию Западной и Восточной Сибири, Аляски и Западной и Арктической Канады, Аппалачей, Гренландии, Англии и Новой Земли. Изученность стрингоцефалидных брахиопод очень неравномерная. Они наиболее хорошо изучены на Северо-Востоке Евразии и на Американском континенте. На Северо-Востоке Евразии они представлены родами: ? *Chascothyris, Geranocephalus, Geranocephaloides, Omolonia, Newberria, Elmaria, Rensselandioidea* [1, 2]. Южно-сибирские стрингоцефалидные брахиоподы изучены очень плохо. Упоминание о находке представителей рода *Stringocephalus* в живетских отложениях Кузнецкого бассейна содержится в работе Е.А. Ивановой. М.А. Ржонсницкая приводит описание представителей родов *Denckmanella* (=*Newberria*) и *Chascothyris*. Стрингоцефалиды Алтае-Саянской горной области, которые описаны как *Denckmanellademeisi, Chascothyrissalairica, Cryptonellaplanirostra*, требуют ревизии, поскольку первые два вида по внешнему строению не соответствуют типовым видам этих родов. В Сибирско-Канадской области выделяется две провинции: Сибирская и Кордильерско-Аппалачская.

Сибирская провинция занимала территорию Западной и Восточной Сибири и прилегающие острова Северного Ледовитого океана. Как упоминалось выше, на общем фоне распространения представителей рода *Stringocephalus*, здесь встречаются представители родов *Chascothyris, Geranocephalus, Geranocephaloides, Omolonia, Newberria, Elmaria, Rensselandioidea*.

Аппалачско - Кордильерская провинция располагалась на обрамлении Северо-Американской (Канадской) платформы, занимая акватории Аляски, Западной и Арктической Канады, а также Аппалачей. Провинция характеризуется следующими родами: *Stringocephalus, Geranocephalus, Alaskothyris, Newberria, Omolonia, Paracrothyris, Rensselandia* [2, 3, 5, 7].



Рис. 1. Палеобиогеографическая схема живетского века среднего девона.
Биогеографические области: I – Уральская, II – Сибирско-Северо-Американская, III – Китайская; IV – Средиземноморская; биогеографические провинции: С – Сибирская, АК – Аппалачско-Кордильерская; 1 – вода, 2 – суша, 3 – периодически осушаемые ландшафты, 4 – границы надобластей, 5 – границы областей, 6 – границы провинций; роды: *1 – Stringocephalus, 2 – Bornhardtina, 3 – Chascothyris, 4 – Newberria, 5 – Geranocephalus, 6 – Kumbella, 7 – Elmaria, 8 –Geranocephaloides, 9 –Omolonia, 10 – Rensselandioidea, 11 –Alaskothyris, 12 –Paracrothyris, 13 – Rensselandia, 14 – Parastringocephalus, 15 – Stringomimus, 16 –Hessenhausia, 17 –Stringodiscus, 18 – Subrensselandia, 19 –Kaplex, 20 –Hemistringocephalus, 21 –Erectocephalus, 22 – Zhongpingia, 23 –Xiangzhounia, 24 –Leioseptathyris, 25 –Pseudobornhardtina, 26 –?Guangshunia, 27 –? Zhongpingia, 28 - Ripidothyris.*

Экваториальная палеобиогеографическая надобласть охватывала морские бассейны, которые были расположены на территории Западной Европы, возможно, центральных районов Восточно-Европейской платформы, Северной Африки, Кавказа, Ливии, Афганистана, Вьетнама, Китая, Таиланда, Австралии, востока и юга Северной Америки (Аппалачи, Юта, Невада). Она представлена восемью подсемействами: Stringocephalinae, Omoloninae, Geranocephalinae, Bornhardtininae, Kaplexinae, Rensselandiinae, Rhipidothyridinae и Cryptonellinae. Таким образом, Экваториальная палеобиогеографическая надобласть отличается от Бореальной надобласти присутствием представителей трех подсемейств: Kaplexinae, Rhipidothyridinae и Cryptonellinae. В экваториальной надобласти выделяются две биогеографические области: Средиземноморская и Китайская.

Средиземноморская область занимала территорию Западной Европы, Кавказа, Северной Африки (Марокко, Мавритания), Ливии, Ирана, Афганистана, Средней Азии, Вьетнама, Малазийского архипелага, Австралии и Новой Зеландии. В Польше встречены представители родов *Stringocephalus*, *Parastringocephalus*, *Rensselandia*. В Англии и Бельгии встречены только представители рода *Stringocephalus*, в Германии: *Stringocephalus*, *Bornhardtina*, *Geranocephalus*, *Parastringocephalus*, *Stringomimus*, *Hessenhausia*, *Newberria*, *Stringodiscus*, *Subrensselandia*. Южнее, в Баррандиене, кроме эндемичного рода *Kaplex* установлены *Stringocephalus* и *Bornhardtina*. В пределах Франции и Италии установлен только космополитный род *Stringocephalus*. На севере Африки, кроме рода *Stringocephalus*, описаны также представители родов *Rensselandia* и *Paracrothyris*[8]. Восточные районы области (Кавказ, Афганистан) характеризуются присутствием родов *Stringocephalus*, *Parastringocephalus* и *Rensselandia*. На Южном Тянь-Шане встречены *Stringocephalus* и эндемичный род *Hemistringocephalus*.

Китайская область охватывала шельфы Южно- и Северо-Китайских карбонатных платформ. Она характеризуется, кроме космополитных родов *Stringocephalus*, *Bornhardtina*, *Subrensselandia*, *Paracrothyris*, *Geranocephalus*, межрегиональным родом *Rensselandioidea* и эндемичными родами: *Erectocephalus*, *Xiangzhounia*, *Leioseptathyris*, *Erectocephalus***,** *Pseudobornhardtina*, ? *Guangshunia*, ? *Zhongpingia* [9, 10, 11].

Нотальная палеобиогеографическая надобласть характеризуется одним подсемейством Rhipidothyridinae (род *Rhypidothyris*), распространение которого было ограничено Южной Америкой и югом Африки.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант восток № 15-45-05024).

Литература:

1. Алексеева Р.Е., Сидяченко А.И., Баранов В.В. и др. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России (восток Якутии и Магаданской области). М.: Наука, 1996. 224 с.

2. Baranov V.V. and Blodgett R.B. The first stringocephalid brachiopods in the upper Givetian of Selennyakh Range (Northeast Asia) and their paleobiogeographical significance. *Journal of Paleontology*. 2012. Vol. 87. No. 2. P. 297–311.

3. Blodgett, R.B. and Dutro, J.T., Jr. Stringocephalus (Brachiopoda) from Middle Devonian (Givetian) Rocks of the Baird Group, Western Brooks Range, Alaska. In: J.R.

Chaplin & J.E. Barrick, eds., Special Papers in Paleontology and Stratigraphy: A Tribute to Thomas W. Amsden. *Oklahoma Geological Survey Bulletin*.1992. Vol. 145. P. 91–99.

4. Boucot, A.J. and Johannes N.T. First *Rhypidothyris* (Brachiopoda) from southern Africa: Biostratigraphic, paleoecological, biogeographical significance. *Journal of the Czech Geological Society*.2001. Vol. 46. No. 3. P. 155–160.

5. Boucot, A.J., Johnson, J.G. and Talent, J.A. Early Devonian brachiopod zoogeography. *The Geological Society of America. Spec. Pap.* 1969. Vol. 19. 113 pp.

6. Crickmay, C.H. Paleontological Correlation of Elk Point and Equivalents. In: L.M. Clark (Ed), Western Canada Sedimentary Basin: A Symposium of the Alberta Society of Petroleum Geologists (Ralph Leslie Rutherford Memorial Volume). 1954. P. 143–158.

7. Johnson J.G. Asian stringocephaloid brachiopod genera *Omolonia* and *Paracrothyris* in the Middle Devonian of western North America. *Journal of Paleontology*. 1975. Vol. 49. P. 979–983.

8. Schemm-Gregory M. and JansenU. First report of the Middle Devonian stringocephalid genus *Paracrothyris* (Brachiopoda) from North Africa. *Bulletin of Geosciences*.2008. Vol. *83*. P. 169–173.

9. Xian Si-Yuan and Jiang Zong-Long. [Brachiopoda]. [Paleontological Atlas of Southwestern China, Guizhou (Kweichow) Province (Cambrian-Devonian)]. 1978. Vol. 1. P. 251–337.

10. Yang, De-li.. Paleontological Atlas of central-South China, vol. 2 (Late Paleozoic part). Geological Publishing House. Beijing. 1977. 856 pp.

11. Yang, De-li. Late Middle Devonian Terebratulids of Xiangzhou, Guangxi. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources*. 1983. Vol. 7. P. 27–40.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПРАВОБЕРЕЖЬЕ СРЕДНЕЙ ЛЕНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Боескоров Г.Г., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Река Лена в среднемтечении протекает в пределах Центрально-Якутской низменности, представляющую собой денудационно-аккумулятивную равнину с абсолютными отметками от 80 до 400 м., ограниченную с севера и востока Верхоянскими горами. Четвертичные отложения представлены как аллювиальными фациями разновысотных террас и поймы р. Лены и её притоков, так и озерными, озерно-аллювиальными, эоловыми, криогенно-эоловыми, флювиогляциальными и ледниковыми образованиями.

В правобережье р. Лены от Ленских Столбов до устья р. Алдан на расстоянии около 400 км прослеживается комплекс аккумулятивных террас плейстоцена, ряд разрезов которых охарактеризован [1- 4] (табл.):

Бестяхская свита (первая половина среднего неоплейстоцена, тобольский горизонты, $Q_{II}^{1}bs$). Слагает нижнюю часть одноименной правобережной эрозионно-аккумулятивной террасы р. Лены, цокольная поверхность которой расположена на 20 м ниже уреза воды. Серые пески с рассеянными галькой и гравием. Базальный слой (2,5 м) галечников. Реконструируется растительность

березово – ольховых лесов с участками хвойных. В её кровле отмечаются погребенные почвенные горизонты. Характерна тундровая растительность с преобладанием зеленых мхов. Из крупных млекопитающих в песках свиты найдены остатки мамонта *Mammuthusprimigenius* Blum. (раннего типа), бизона *Bisonpriscus*Boj., восточной лошади *Equusorientaslis* Russ. Мощность более 40 м.

Огдокунская свита (средний неоплейстоцен, самаровский горизонт, Q_{II}^{2}og). Пролювиально-делювиальные отложения, мощностью до 20 м. Разрез свиты подразделяется на две части. Нижняя сложена преобладающими песками и щебнем местных карбонатных пород. С ней связаны остатки шерстистого носорога *Coelodontaantiquitatis* Blum., бизона, лошади *Equus*sp. и палинокомплекс, указывающий на развитие растительности разнотравно-лиственничных с соснами лесотундр. Палинокомплекс верхней супесчано-суглинистой части разреза свиты восстанавливает ландшафты травяных, главным образом – полынно-осоковых и зеленомошных тундр.

Мавринская свита (средний - верхний неоплейстоцен, ширтинский, тазовский, казанцевский горизонты, Q_{II}^{3} - Q_{III}^{1}mv). На эродированной кровле бестяхской свиты залегают преимущественно перигляциальные аллювиальные желтовато - серые пески с многочисленными прослойками глинистого материала. Сменяемость палеорастительности в нижней и средней частях разреза от заболоченных сосново - мелкоберезово-ольховых редколесий до травянисто-моховых тундр, позволяет отнести время их формирования к ширтинскому термохрону и тазовскому криохрону. Верхняя часть мавринской свиты возможно была сформирована в казанцевское время.В отложениях свиты найдены костные остатки представителей мамонтовой фауны: *M. Primigenius* Blum. (позднего типа), *C. Antiquitatis* Blum., *B. Priscus* Boj., ленской лошади *Equuslenensis* Russ., северного оленя *Rangifertarandus* L. и др. Мощность до 50 м.

Дьолкуминская свита (верхний неоплейстоцен, каргинский (вторая половина), сартанский горизонты - нижний голоцен, Q_{III}^{3-4}dl). Некоторые авторы помещают нижнюю границу свиты в низы сартанского горизонта [1, 4], другие – во вторую половину каргинского горизонта [3, 5]. Пески эоловые, косослоистые, серые, залегают на эродированной поверхности мавринской свиты. Преимущественно тундрово-степная растительность.Мощность от 10 до 50 м.

Покровный ледовый комплекс (муруктинский - сартанский горизонты, Q_{III}^{2-4}). Широко распространен на правобережье р. Лена. Сложен преимущественно суглинками, супесями с ледяными жилами, перекрывая эоплейстоценовые, ранне- и средненеоплейстоценовые отложения. Мощность 25-60 м. Вверх по разрезу реконструируется сменяемость растительности: лесотундровой в нижней части разреза,лесной в средней и тундро-степной – в верхней.

Нами в 1990-х – 2000-х годах проводилось обследование известных и новых разрезов в правобережье Средней Лены (табл.), получен новый материал по стратиграфии, радиоуглеродному датированию, палиноспектрам и составу фауны млекопитающих.

Обнажение Суллар Мыран, 10 км ниже пос. Соттинцы. Здесь в 15-метровом обрыве бестяхской террасы обнажаются мавринская и дьолкуминская (костеносная) свиты. Остатки млекопитающих, относящихся к мамонтовой фауне,

довольно многочисленны. Найдены остатки мамонта, шерстистого носорога, ленской лошади, короткорогого бизона, сайгака *Saigatatarica* (L.). Присутствие сайгака, индикатора степных местообитаний,дополнительно свидетельствует о криоаридных условиях в период формирования дьолкуминской толщи. По кости носорога получена радиоуглеродная датировка сартанского времени - 20530±440 лет (ГИН-14410). Набор видов млеопитающих, обнаруженный на Суллар Мыране, в целом характерен для позднего неоплейстоцена Восточной Сибири, в том числе и для сартанского криохрона, отличающегося тундростепным, крио- и ксерофитным характером растительности.

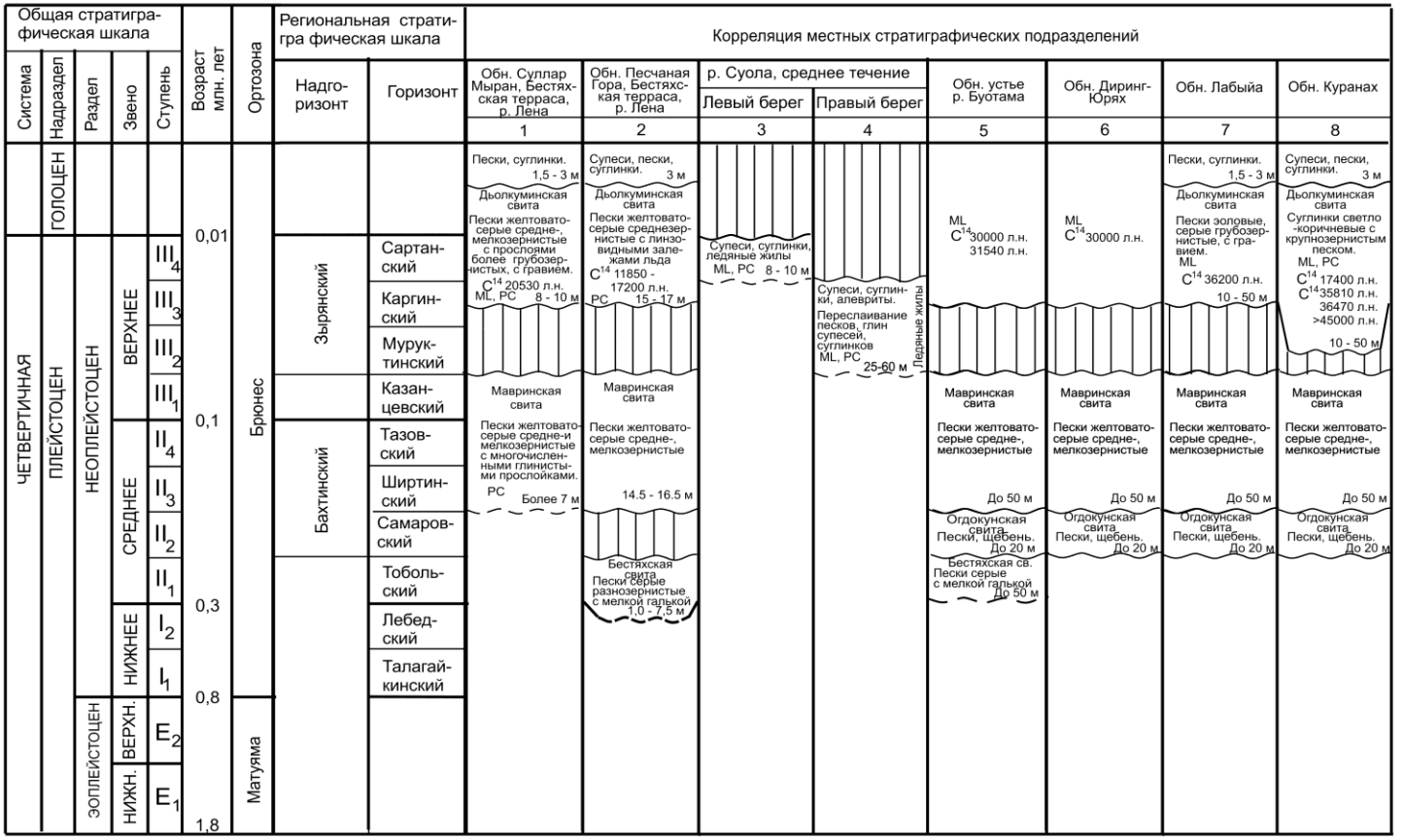
Обнажение Песчаная Гора, 100 км ниже по течению р. Лены от г. Якутска. Вскрываются отложения бестяхской, мавринской и дьолкуминской свит [1 - 4]. В целом состав спорово-пыльцевых комплексов (СПК) дьолкуминской свиты отражает растительность тундровых ландшафтов, связанных, вероятно, со временем сартанского оледенения. Сартанский возраст отложений дьолкуминской свиты подтверждается радиоуглеродными датировками: 11,8 – 17,2 тыс. лет назад [1]. Из верхней части толщи происходит датировка 10760±240 л.н. (ИМ-930) [5]. Для данной свиты получена также радиоуглеродная датировка, относящаяся к каргинскому времени (27900±400 (ИМ-66) л.н.) [5]. Остатки ископаемых млекопитающих на Песчаной Горе до сих пор неизвестны, что, по-видимому, обусловлено особыми условиями осадконакопления.

Р. Суола в среднем течении размывает две разновозрастные толщи ледового комплекса, содержащие многочисленные костные остатки животных мамонтовой фауны. В правобережной части долины реки прослеживается относительно древняя (каргинский горизонт) толща, представленная в нижней части озерными и аллювиальными переслаивающимися песками, глинами, супесями, суглинками, в верхней - криогенно-эоловыми суглинками, супесями и алевритами. Мощность толщи составляет 25-60 м. Широко распространены клинья повторно-жильных льдов. Молодая толща ледового комплекса (верхний неоплейстоцен, сартанский горизонт) обнажается на левобережье р. Суола и сложена преимущественно криогенно-эоловыми сильно льдистыми супесями, алевритами, суглинками с многочисленными корешками трав и кустарников. Мощность ее изменяется от 5-8 м в прибрежной части до 50 м - в приводораздельной. Породы содержат значительное количество клиньев повторно-жильных льдов, с глубиной проникновения до 10-50 м (табл.).

На обнажениях в устьях **р. Буотама** (110 км выше г. Якутска по р. Лене) и ручья **Диринг-Юрях** (140 км выше г. Якутска по р. Лене) вскрываются отложения бестяхской (на Диринг-Юряхе не выделена), огдокунской и мавринской [1-3]. Время формирования верхних частей обнажений до сих пор дискуссионно. На этих обнажениях собраны остатки различных видов мамонтовой фауны. Несколько радиоуглеродных датировок с этих обнажений могут свидетельствовать о каргинском времени формирования верхних горизонтов (табл.).

Таблица

Стратиграфическая схема четвертичных отложений в бассейне Средней Лены (правобережье)



Обнажение в устье ручья Лабыйа на Ленских Столбах, 220 км выше г. Якутска. Вопрос о возрасте рыхлых отложений Ленских Столбов остается открытым [1]. Возможно, здесь представлены огдокунская и мавринская свиты. Широкий спектр найденных здесь остатков различных видов мамонтовой фауны [6] и радиоуглеродная датировка (табл.) могут свидетельствовать о том, что верхненеоплейстоценовые отложения в низовьях р. Лабыйа представлены достаточно широко.

Обнажение в устье ручья Куранах, 250 км выше г. Якутска. В заложенном нами разрезе вскрываются отложения огдокунской и мавринской свит, муруктинско-каргинского времени и дьолкуминской свиты. Здесь за 1990-2000-е годы собрано значительное количество остатков млекопитающих мамонтовой фауны. По некоторым из них получены датировки – от каргинского (и, возможно, древнее) до сартанского времени (табл.). А.И. Томской проведен палинологический анализ светло-коричневых суглинистых отложений с верхней части разреза Куранах, в которых встречаются погребенные костные остатки млекопитающих мамонтовой фауны (глубина от поверхности 10,6 – 11,2 м). В спорово-пыльцевом спектре преобладают споры (41,5%), принадлежащие зеленым мхам (14,3%), папоротниковым (11,7%), плаунку северному (9%), печеночным мхам (5,2%) и хвощу. Пыльца травянистых растений (35,1%) большей частью принадлежит осоковым (20,8%) и сложноцветным (7,8%), присутствует пыльца злаковых, лилейных и полыни якутской. Еще меньшую часть спектра составляет пыльца древесных и кустарниковых растений (23,4%). Доминирование спор зеленых мхов, осоковых, присутствие лилейных свидетельствует о накоплении их во вмещающем суглинке во влажных и прохладных климатических условиях каргинского времени.

Работа поддержана грантом РФФИ № 15-44-05109 р_восток_а.

Литература:

1. Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Фрадкина А.Ф., Белолюбский И.Н. Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и Средней Лены (Центральная Якутия) // Путеводитель геологической экскурсии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР. 1990. 44 с.

2. Алексеев М.Н., Камалетдинов В.А., Зигерт Х., Гриненко О.В., Гнибиденко З.Н., Гравис Г.Ф., Шамшина Э.А. Проблемы геологии палеолитического памятника Диринг-Юрях. Препринт. Якутск: ГКП ЯПГО. 1990. 48 с.

3. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Щербаков О.И. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1:500000. Центрально-Якутский блок. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000.

4.Спектор В.В. Происхождение криолитогенных комплексов высокой равнины Лено-Амгинского междуречья. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН. 2003. 23 с.

5. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическое строение Большого Якутска // Региональная геология Якутии: сб. научн. статей. Якутск: изд-во ЯГУ. 1995. 155 с.

6. Боескоров Г.Г., Бурнашев Н.Н., Соломонов Н.Г. Находки остатков мамонтовой фауны на территории Национального парка “Ленские столбы″ // Наука и образование, 1998. № 2. С. 95-97.

НАПРАВЛЕНИЯ ОСЕЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ФРОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ХАРАУЛАХСКОГО СЕГМЕНТА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Васильев Д.А., Прокопьев А.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

На севере Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) выделяется ряд деформационных этапов [3, 4], природа, кинематика и взаимоотношение которых недостаточно изучены. Нами были проведены детальные структурные исследования на четырех ключевых участках этого района, сложенного деформированными девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. Эти исследования сопровождались массовыми замерами пространственной ориентировки элементов залегания всех наблюдаемых тектонических образований, а также штрихов на зеркалах скольжения разломов.

Уч. «Полигон» расположен в нижнем течении р. Лена на ее правобережье, в 24 км ниже пос. Тит-Ары. Основной тектонической структурой участка является Центрально-Хараулахский синклинорий [2]. Рассчитанная ось складок имеет аз. пад. 136º ∠11º (320 замеров элементов залегания слоистости), а складчатость простирается с северо-запада на юго-восток. Уч. «Крестях» расположен в устье р. Лены, на мысу Крест-Тумса. Главной тектонической структурой участка является Быковский антиклинорий [2]. Рассчитанная ось складок имеет аз. пад. 166º ∠9º (495 замеров элементов залегания слоистости). Уч. «Столб» расположен на одноименном острове в устье р. Лены в 2,5 км западнее уч. «Крестях». Девонские отложения здесь залегают моноклинально. Рассчитанная ось предполагаемой складки имеет аз. пад. 274º ∠0º (25 замеров элементов залегания слоистости). Уч. «Быковский» расположен в 15 км восточнее участка «Крестях» у западного побережья зал. Крест-Хомо, на южном берегу Быковской протоки. Складки территории относятся к структурам Быковского антиклинория [2]. Рассчитанная ось имеет аз. пад. 321º ∠12º (101 замер элементов залегания слоистости). Таким образом, рассчитанное простирание складок здесь 136-166º – 316-346º, отличаясь от участка «Столб» на 42–72º. Предполагаемые ориентировки осей сжатия, расположенных ортогонально простиранию складчатости, здесь – 46-76º – 226-256º, а на участке «Столб» – 4-184º. С целью определения направления палеонапряжений были построены стереограммы дуг большого круга и рассчитаны оси сжатия и растяжения по методике [5]. Для этого использовались замеры элементов залегания сместителей и штриховок на зеркалах скольжения разломов. Оси палеонапряжений определялись отдельно для каждого типа разломов для уч. «Полигон», «Крестях» и «Быковский», чего не было сделано для участка «Столб», поскольку здесь было замерено всего три разлома (2 сброса и 1 надвиг) и 7 замеров штриховок на зеркалах скольжения разломов. Надвиги и взбросы наблюдались только на уч. «Полигон» и «Крестях», где для первого они являются преобладающими разрывными структурами со смещением, а для второго количество надвигов и сбросов практически одинаково. Эти разломы были

сформированы при сжатии с аз. пад. 242-256º ∠6º; ось растяжения субвертикальна (аз. пад. 41-77º ∠82-84º). Полученные ориентировки хорошо согласуются с осями сжатия, рассчитанными для складчатых структур. Таким образом, складчато-надвиговые деформационные структуры были сформированы при субгоризонтальном сжатии северо-восточного простирания. Сдвиги также наблюдаются только на уч. «Полигон» и «Крестях», где на первом (наиболее южном) участке они широко распространены, незначительно уступая надвигам. Они были образованы при сжатии с аз. пад. 254-259º ∠16-34º. Ось растяжения для уч. «Полигон» субвертикальна (аз. пад. 59º ∠74º), для уч. «Крестях» пологонаклонна (аз. пад. 19º ∠37º). Это позволяет предполагать, что сдвиговые деформации были образованы одновременно со складчато-надвиговыми в едином поле тектонических напряжений. Сбросы являются наименее распространенными разломами на уч. «Полигон», и наиболее распространенными на уч. «Крестях». Кроме того, на уч. «Быковский» наблюдался только этот тип разломов. При этом, если сбросы наиболее южных участков были сформированы при ориентировке оси растяжения с аз. пад. 61-62º ∠3-9º, то на уч. «Быковский» – с аз. пад. 296º ∠5º. Ось сжатия при этом субвертикальна для всех участков («Полигон» – аз. пад. 215º ∠80º; «Крестях» – аз. пад. 164º ∠75º; «Быковский» – аз. пад. 141º ∠84º). Таким образом, ось растяжения для сбросов уч. «Полигон» и «Крестях» субпараллельна простиранию оси сжатия складчато-надвиговых структур территории, а на участке «Быковский» отличается на 54–55º. Оси сжатия и растяжения на участке «Столб», вычисленные для всех типов разломов, имеют аз. пад. 9º ∠13º и аз. пад. 255º ∠59º, соответственно. Следует упомянуть, что подобное положение осей сжатия и растяжения характерно для складчато-надвиговых структур Оленекской системы складок [1].

Таким образом, в результате проведенных исследований складчатых и разрывных структур удалось установить следующее:

1. Складчатые и надвиговые структуры были образованы в едином поле тектонических напряжений при субгоризонтальной (~6º) оси сжатия с аз. пад. 242–256º (северо-восток – юго-запад).

2. Сдвиговые деформации были сформированы в едином деформационном этапе со складчато-надвиговыми, при пологонаклонном (16–34º) сжатии с северо-востока на юго-запад (аз. пад. 254–259º).

3. Сбросовые деформации, скорее всего, не связаны со складчато-надвиговыми и были сформированы в результате самостоятельного этапа рифтогенеза, предположительно палеогенового возраста, происходившего при двух разно-ориентированных субгоризонтальных (3–9º) направлениях растяжения: северо-восточного (аз. пад. 61-62º) и северо-западного (аз. пад. 296º) простирания.

4. Положение осей сжатия и растяжения на участке «Столб» отличается от простирания осей палеонапряжений других исследованных участков на 53-67º. Подобное положение осей палеонапряжений характерно для складчато-надвиговых структур Оленекской системы складок [1].

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ (14-05-31298).

Литература:

1. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Структура и тектонофизика Усть-Оленекской системы складок (Арктическая Якутия) // Наука и образование. 2012. №3 (67). С. 7–13.

2. Гогина Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист S-52-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. Москва. 1979. 89 с.

3. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 160–178.

4. Сергеенко А.И., Прокопьев А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия) // Отечественная геология. 2010. №5. С. 113–120.

5. Marrett R, Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ПОЛЕЙ ТЕХНОГЕННОГО ГЕНЕЗИСА НА ТЕРРИТОРИЯХ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА

Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Эксплуатация объектов нефтедобычи и нефтепродуктообеспечения в условиях Крайнего Севера может сопровождаться различного рода разливами, утечками, а иногда и крупномасштабными авариями. При попадании в почву нефть сорбируется почвогрунтами, при этом, смешиваясь с нативным органическим веществом почв, что ведет к изменению природного фона вплоть до формирования аномальных поверхностных геохимических полей техногенного генезиса. В холодных регионах процессы деструкции нефти протекают значительно медленнее, что определяет более низкую способность мерзлотных почв к самоочищению и способствует сохранению нефтезагрязнения на долгие годы [4].

Основные особенности негативного воздействия нефти и нефтепродуктов (НП) на почвогрунты: неравномерность загрязнения территорий самих объектов; локальные скопления НП в почвогрунтах в различных техногенных формах. Конкретные формы локальных скоплений связаны, прежде всего, со специфическими свойствами собственно нефтей и НП, свойств самих почв, а также присутствием мерзлоты [2].

Характер распределения нефтяных компонентов в почвах зависит от ряда факторов, основными из которых являются: морфологические, структурные, вещественные и генетические особенности конкретного почвенного профиля, его положение в системе геохимических сопряжений ландшафтных фаций, количество и состав поступившей нефти, время, прошедшее с момента загрязнения [4]. Все это определяет пеструю картину реального распределения нефтяных компонентов в почвенном профиле.

Со временем при трансформации нефтезагрязнения в почве уменьшается содержание углеводородных фракций и увеличивается количество смолисто-

асфальтеновых компонентов. Смолы и асфальтены являются устойчивыми соединениями, малодоступными для микроорганизмов, процесс их деградации идет крайне медленно, иногда десятки лет. При просачивании нефти сверху, ее смолисто-асфальтеновые компоненты сорбируются в основном в верхнем, гумусовом горизонте, иногда прочно цементируя его, что уменьшает поровое пространство почв. Смолисто-асфальтеновые компоненты гидрофобны, обволакивая корни растений, они резко ухудшают поступление к ним влаги, препятствуют поступлению питательных веществ, в результате чего растения погибают [3].

Талаканское НГКМ является одним из базовых месторождений Республики Саха (Якутия) по добыче нефти, опытно-промышленная эксплуатация которого ведется с 1994 г. До начала поставки нефти с месторождения за пределы республики по трубопроводной системе «Восточная Сибирь - Тихий океан», нефть доставлялась до потребителей по временному нефтепроводу ПМТП-150 «Талакан-Витим».

Как известно, 25 мая 2006 года в двух местах трассы нефтепровода Талакан-Витим при закачке нефти произошла авария. Ежегодно Институтом проводятся полевые работы в районе аварийного разлива нефти по эколого-геохимической оценке состояния почвогрунтов и донных отложений. Для этого было выбрано несколько участков, с которых в течение всех последующих лет отбирались пробы почв с разных глубин для дальнейшего детального их изучения. Почвенные образцы исследовали с использованием комплекса геохимических методов анализа: холодной хлороформенной экстракции, ИК-Фурье спектроскопии, жидкостно-адсорбционной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии [1].

На рисунке 1 показана динамика снижения среднего остаточного содержания НП в почвах. При общей тенденции к снижению уровня нефтезагрязнения наблюдаются некоторые отклонения как в большую, так и в меньшую стороны. За первые 2 года уровень загрязнения снизился практически в 2 раза – на данном этапе нефть в почве преобразуется в основном за счет физико-химического разрушения, дегазации, ультрафиолетовой деструкции. Происходит миграция разлитой нефти, рассеяние её компонентов в почвенном пространстве по поверхности и на глубину. Учитывая, что место отбора проб почв находится на открытом склоне (35-40°) в устье ручья, можно предположить высокую скорость миграции нефтезагрязнения с потоками ежегодных паводковых, талых и дождевых вод. Микробиологические процессы деструкции на данном этапе еще подавлены, но постепенно начинает возрастать их активность. В последующие годы в деградации нефтезагрязнения наряду с физико-химическими процессами начинает активизироваться деятельность почвенных углеводородокисляющих микроорганизмов, остаточное содержание НП с 2007-2008 г.г. по сравнению с 2009-2010 г.г. заметно снижается от 48 до 19 г/кг.

Дальнейшее увеличение остаточного содержания в последующие годы 2011-2015 г.г. (рис. 1) может быть обусловлено миграцией нефти из нижележащих почвенных горизонтов, в которых происходило накопление нефти, достигающее мерзлотного слоя, которое при сезонном оттаивании грунтов может являться вторичным источником нефтезагрязнения.

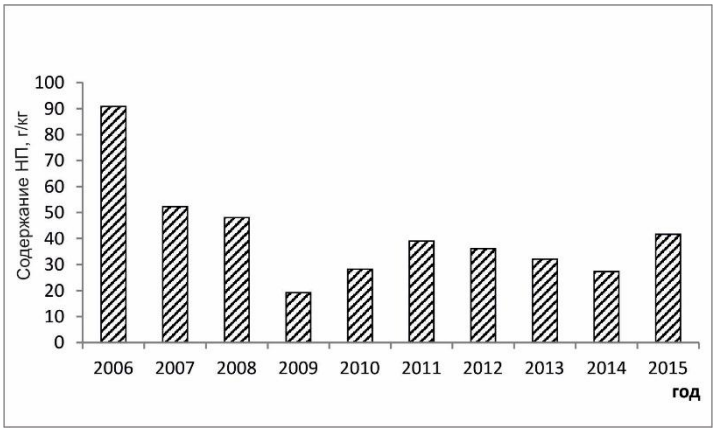


Рис. 1. Динамика изменения остаточного содержания нефти в почвенных пробах в районе аварийного разлива на нефтепроводе «Талакан-Витим».

На глубине нефтезагрязнение менее доступно для процессов деградации, из-за недостаточности ультрафиолета, кислорода, необходимого для почвенных микроорганизмов, участвующих в деструкции нефти. В то время как в поверхностных слоях почвы вследствие лучшей их аэрации и прогреваемости деструкция углеводородов протекает намного быстрее.

Было установлено, что с 2011 г. по 2015 г. остаточное содержание НП оставалось практически на одном уровне. Это может быть связано с тем, что в результате новообразования и накопления в почве смолисто-асфальтеновых компонентов нефтезагрязнение стало менее подвижным и малодоступным для трансформации.

На процессы деструкции нефтезагрязнения указывают данные детальных химических исследований. Об окислении нефтяных углеводородов свидетельствует характер ИК-спектров. На рис. 2 представлены ИК-спектры хлороформенных битумоидов (ХБ) проб почв, отобранных в разные годы. Со временем в спектрах увеличивается поглощение кислородсодержащих групп и связей по сравнению с углеводородными структурами, что говорит о постепенной деградации. Интенсивность поглощения полосы 1700 $см^{-1}$, характерной для карбонильных групп, со временем увеличивается, в то время как интенсивность полос 1460 $см^{-1}$ (метильные и метиленовые группы) и 1600 $см^{-1}$ (ароматические циклы) уменьшается.

Изучение углеводородных фракций методом хромато-масс-спектрометрии показало, что в результате протекающих процессов трансформации нефтезагрязнения в составе идентифицированных углеводородов уменьшилось содержание н-алканов, возросло изопреноидов, в основном за счет пристана и фитана. Уменьшилась доля относительно низкомолекулярных н-алканов и возросла высокомолекулярных. Коэффициент отношения нечетных н-алканов к четным стал больше единицы.

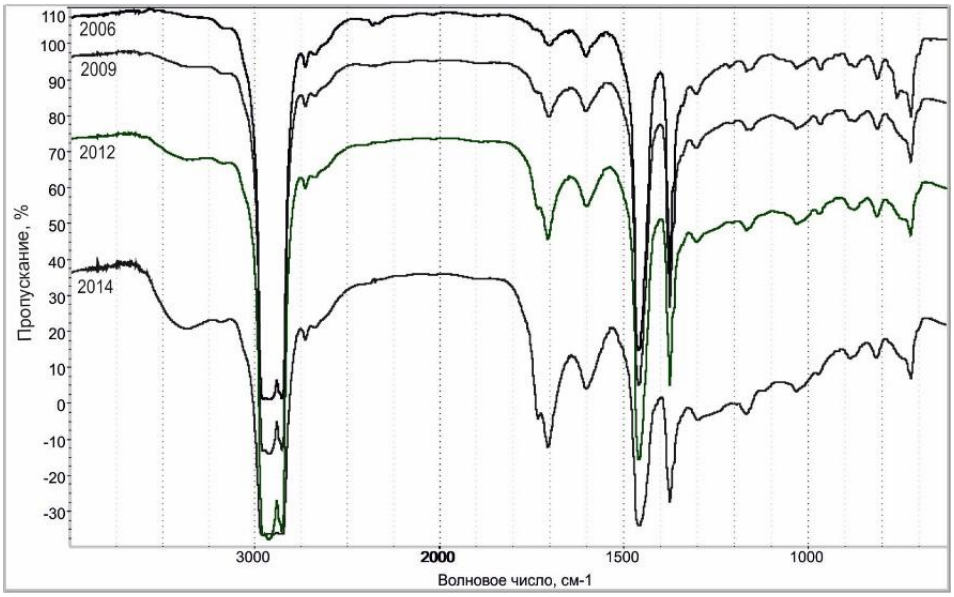


Рис. 2. ИК-спектры ХБ почв, отобранных в разные годы наблюдений.

Все это характерно для протекания процессов биодеградации нефтезагрязнения. Однако картина распределения индивидуальных углеводородов, также как и структурно-группового состава ХБ в целом еще далека от характеристик фоновых почв. При общей тенденции к снижению уровень загрязнения остается высоким, среднее остаточное содержание НП в 2015г. составило 42 г/кг, что более, чем на порядок превышает ориентировочно допустимую концентрацию нефти в почве. Все отмеченные изменения в остаточном содержании НП и составе почвенных битумоидов, свидетельствуют о постепенно протекающих процессах трансформации нефтезагрязнения. Однако скорость этих процессов в условиях криолитозоны очень мала.

Таким образом, анализ результатов десятилетних исследований по изучению процессов деградации нефтезагрязнения на территории с очень высоким уровнем загрязнения в результате аварийного разлива нефти в районе нефтепровода «Талакан-Витим» показал, что остаточное нефтезагрязнение носит устойчивый характер, т.е. самовосстановление почв идет медленно. Наблюдается миграция нефтезагрязнения как в латеральном, так и вертикальном направлениях с ежегодными паводковыми, талыми и дождевыми водами. В почве накапливаются смолисто-асфальтеновые компоненты, деградация которых протекает значительно медленнее, чем углеводородов. Установленные высокие значения остаточного содержания НП в почвах указывают на формирование аномальных углеводородных полей техногенного генезиса.

Литература:

1. Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х. Нефтезагрязнение почвогрунтов и донных отложений на территории Якутии (состав, распространение, трансформация). - Якутск: Асхаан. - 2010. – 160 с.

2. Казеннов С.М., Арбузов А.И., Ковалевский Ю.В. Воздействие объектов нефтепродуктообеспечения на геологическую среду // Геоэкология. 1998. №1. С.54-74.

3. Оборин А.А., Хмурчик В.Т, Иларионов С.А. и др. Нефтезагрязненные биоценозы –Пермь, 2008. -511с.

4. Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 208 с.

ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ГЕОГЕНЕРАЦИИ — НОВЫЙ ПРОЛОНГИРУЮЩИЙ ФАКТОР МЕТОДИКИ ПОИСКОВ ОБЪЕКТОВ БЛАГОРОДНОЙ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ В ВЕРХОЯНСКОМ ТЕРРИГЕННОМ КОМПЛЕКСЕ

Гриненко В.С., Прокопьев А.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

В Верхоянском складчато–надвиговом поясе черносланцевые геогенерации распространены в Западном Верхоянье в раннем– и, в раннем–среднем карбоне. Они впервые установлены в ряде разрезов в междуречье верховьев рек Дянышка–Аркачан и прослежены в каменноугольных отложениях на западном крыле Кыгылтасской антиклинали Куранахского антиклинория [6–7]. Последние исследования, выполненные на восточном крыле Кыгылтасской антиклинали (междуречье Хобойоту-Эчий), позволили обозначить в верховьях реки Хадарыня, в 14–15 км севернее от изученных разрезов, в основании каменноугольных отложений континентальную поздневизейскую песчаную серджахскую свиту (C_1sd), исследованную нами ранее в бассейне р. Дянышка. Оказалось, что в процессе корреляций карбона западно–верхоянского и орулганского типов разрезов, стратиграфическим аналогом серджахской свиты в Северном Верхоянье является верхняя часть континентальной былыкатской свиты (C_1bl) с обильной раннекаменноугольной флорой папоротников. В ходе прослеживания геологических тел по простиранию на восточном крыле Кыгылтасской антиклинали установлены черносланцевые геогенерации морского генезиса, относящиеся к западно–верхоянскому типу разреза (рис.). Они ритмично–слоистые терригенные (песчано–глинистые и глинисто-песчаные, соответственно) каменноугольного возраста: внизу, распространена чочимбальская ($C_{1\text{-}2}čb$), залегающая на серджахской согласно и, выше, перекрывающая её согласно, имтанджинская (C_2im), свиты. В этих стратонах морского и прибрежно–морскогогенезиса, пространственно развитых на моноклинальном восточном крыле Кыгылтасской антиклинали, также как и на ее западном крыле (верховье рек Дянышка–Аркачан), выявлены новые коррелируемые уровни повышенной концентрации Сорг. и благородной металлоносности, приуроченные к нижне- и нижне-средне-каменноугольным трансгрессивным циклам. Геогенерации восточного крыла Кыгылтасской антиклинали обогащены высокими концентрациями сингенетичного пирита и наложенной сульфидизации вкрапленного и прожилково–вкрапленного типа с повышенной золотоносностью.

Полученные результаты позволяют выделить в Западном Верхоянье новый для Куранахского антиклинория Хадарыньинский золото – (мышьяково) –сульфидный тип вкрапленного и прожилково–вкрапленного оруденения. Выявленные и прослеженные на западном и восточном крыльях Кыгылтасской антиклинали в каменноугольные черносланцевые геогенерации морского и прибрежно–морского генезиса являются потенциально перспективными на обнаружение крупнотоннажных месторождений с благородной металлоносностью в пределах Куранахского антиклинория.

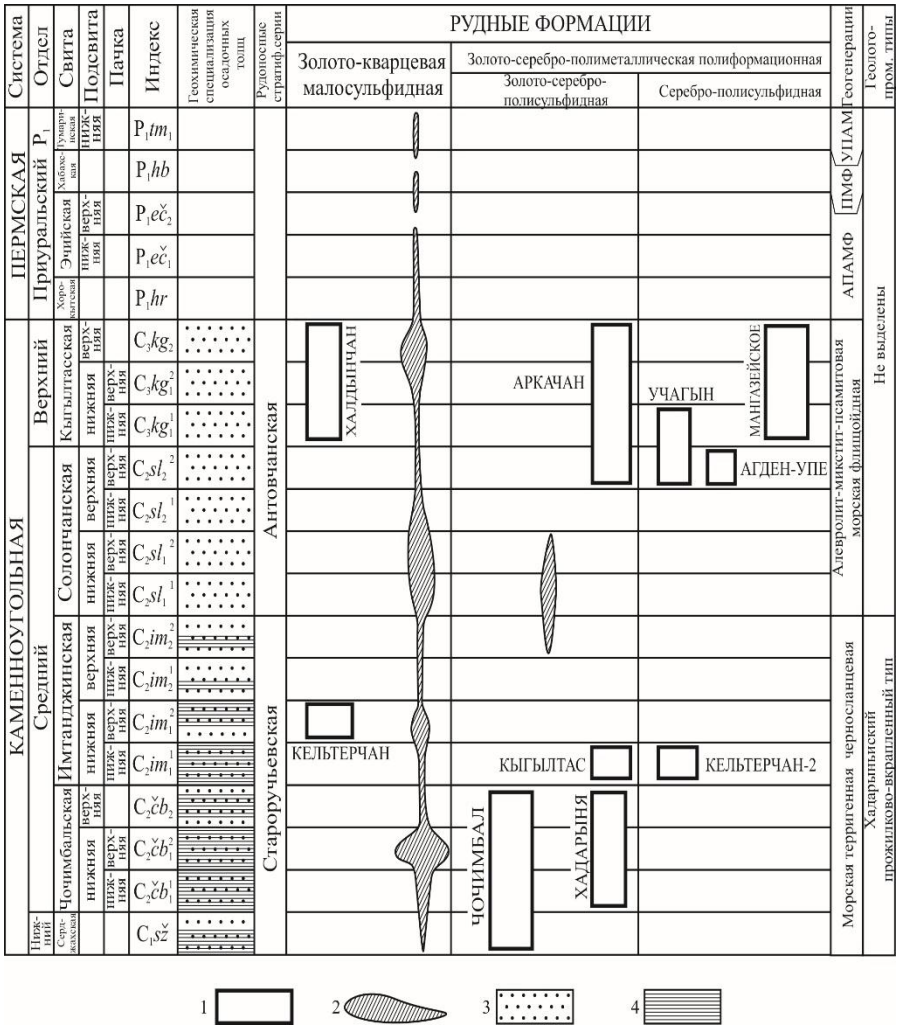


Рис. Пространственно–временное положение известных объектов полиметаллической и благородной металлоносности в каменноугольном разрезе верхоянского терригенного комплекса Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье)

1 – месторождения, рудопроявления и их названия; 2 – рудные точки, пункты минерализации; 3 – повышенное содержание серебра; 4 – повышенное содержание сапропелевого органического вещества и золота (толща осадков, относящихся к морским черносланцевым геогенерациям в рамках Староручьевской рудоносной серии, по [6]). Аббревиатура стратиграфических подразделений с местными географическими названиями (свиты) принята по [1–2, 4–7, 9–11]; разбивка стратонов на дробные составляющие (подсвиты, пачки) – по рукописным материалам ГГС–50: Ю.В. Сафонов, В.С. Гриненко и др., 1979ф; Рудоносные серии обозначены в соответствии с [7]. Аббревиатура формаций: АПАМФ – морские флишоидные алевропелитовая и псаммит–алевролитовая; ПМФ – морская флишоидная псаммитовая; УПАПМ – прибрежно–морская углефицированная–псаммит–алевролитовая.

Перспективное развитие подобных исследований в Западном и Северном Верхоянье необходимо для разработка критериев поиска и оценки нового Хадарыньинского золото–(мышьяково)–сульфидного типа вкрапленного и прожилково–вкрапленного оруденения в черносланцевых геогенерациях как в Куранахском и Бараинском, так и в Орулганском антиклинориях, что несомнено является на сегодня одним из приоритетных направлений [1–5]. Это направление должно быть подкреплено новыми исследованиями по уточнению литологического, вещественного состава и палеонтологической базы геологических подразделений в региональных стратиграфических (в т.ч. и унифицированных) схемах каменноугольных и пермских отложений Верхояно–Охотского региона [8–12]. Эти схемы являются основами геологических реконструкций и дальнейших минерагенических построений с учетом ранее опубликованных работ [13–16]. Поставленные задачи могут быть решены при тесной координации в исследованиях научных, научно–исследовательских, отраслевых и производственных организаций государственного подчинения.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 г.г.

Литература:

1. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.

2. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и её складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86–92.

3. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистостромы в пермском разрезе центральнойчастиВерхоянскогоскладчатогопояса // Отечественнаягеология.1997. № 2. С. 36–45.

4. Гриненко В.С., Трущелев А.М. Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазоносных районов северо–востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 88–100.

5. Гриненко В.С., Девятов В.П., Ротман А.Я., Михайлова Т.Е., ФартунатоваЛ.М. Верхний палеозой погребенных геодепрессий внутренних районов востока Сибирской платформы // Наука и образование. 2013. № 2 (70). С. 14–20.

6. Гриненко В.С. Черносланцевые стратоны Куранахского антиклинория: районирование, литостратиграфия, рудоносные стратифицированные серии // Вестник

Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), 2015а, № 1 (14). С. 5–19.

7. Гриненко В.С., Прокопьев А.В. Углеродсодержащие стратоны верхнего палеозоя Куранахского антиклинория // Наукаи образование2015, № 1 (77). С. 9–16.

8. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т.9. № 3. С. 4–57.

9. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С.Событийные уровни в среднем карбоне—ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45–57.

10. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Клец А.Г., Бяков А.С., Гриненко В.С.Опорный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов (татарский ярус) Западного Верхоянья // Тихоокеанская геология, 2003. № 6. С. 82–97.

11. Соболев Е.С., Будников И.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. Позднебашкирские аммоноидеиинаутилоидеиЗападного Верхоянья // Палеонтологический журнал, 1998. № 5. С.13–25.

12. Ян-Жин-Шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин Г.В., Сластенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С. Новый этап картографирования территории Якутии // Отечественная геология.1994. №8. С.25–27.

13. Budnikov I.V., Grinenko V.S., Klets A.G. The Verkhoyansk foldbelt as a key region for solving problems of the Upper Paleozoic stratigraphy in Siberia // Otechestvennaya geologiya. 1994. Namber 8. P. 42–46.

14. Klets A.G., Budnikov I.V., Kurygin R.V., Grinenko V.S.The referens section of the Lover—Upper Permian boundary beds in the Verkchoyansk region and its correlation // Stratigraphy and Geological Correlation. 2001. Vol. 9. Namber 3. P. 247–262.

15. Klets A.G., Budnikov I.V., Kutygin R.V., Biakov A.S., Grinenko V.S.The Permian of the Verkhoyansk—Okhotsk region, NE Russia // Journal of Asia Earth Sciences. Vol. 26. 2006. P. 258–268.

16. Sobolev E.S., Klets A.G., Grinenko V.S., Budnikov I.V. Late Bachkirian ammonoids and nautiloids from the Western Verkhoyansk region // Paleontological Jourrnal. 1998. Vol. 32. Namber 5. P. 447–460.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА — ВЕРХОЯНО–КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ» В РЭТСКОЕ–ВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ И СТАДИИ ЕЁ АКТИВИЗАЦИИ

Гриненко В.С.[1], **Девятов В.П.**[2], **Князев В.Г.**[1]

[1] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
[2] Сибирский научно–исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г.Новосибирск,

Верхнетриасовые–юрские отложения «зоны перехода» характеризуют собой единый этап формирования Арктического осадочного супербассейна, охватывающего территорию Западно–Сибирской плиты, Сибирскую платформу и западную периферию Верхояно–Колымской складчатой области. Установленные здесь местные стратиграфические подразделения скоррелированы на основе

«сибирских» реперных горизонтов (от тумулского, зимнего до баженовского). Расширение радиуса действия «сибирских» региональных горизонтов на восточную часть территории Восточной Сибири обусловлено единством этапов осадконакопления Арктического осадочного супербассейна, маркировано эвстатическими колебаниями сибирских морей и подтверждено палеонтологическими данными.Эти горизонты впервые использованы при создании Региональной стратиграфической схемы Восточной Якутии и, затем уже, усовершенствованной двухсторонней Региональной стратиграфической схемы этой же территории [2, 5]. Эти схемы легли в основу бассейнового анализа рэтско–волжской седиментации в пределах континентальной суши Восточной Сибири. Комплексный анализ генезиса, стратиграфической полноты и мощности установленных здесь стратонов позволил, в качестве завершающего этапа верхоянского (ВТК) терригенного комплекса (верхний палеозой―мезозой), обособить лаптевский (рэт–волга) подкомплекс [3]. Выявлены и прослежены в пределах Восточно–Сибирского осадочного бассейна (ВСОБ) три стадии формирования лаптевского подкомплекса, рубежи которых в разрезах отражены региональными несогласиями и (или) относительно резкой сменой палеогеографических параметров. Тектоно–седиментационные стадии бассейна обусловлены взаимодействием эвстатических колебаний уровня сибирских морей на фоне местных и региональных тектонических подвижек. Серии лаптевского подкомплекса представлены парагенезами свит, как правило, имеющих между собой постепенные границы, и закономерно сменяющих друг друга по вертикали [1]. Серии друг от друга отделены в разрезе трансгрессивным налеганием и стратиграфическими несогласиями, а положение их границ коррелируется с основными эпохами магматизма и рубежами тектонической перестройки платформы. Латеральные ряды серий отражают три стадии формирования ВСОБ: раннюю (T_3-J_1), промежуточную (J_{1-2}) и позднюю (зрелую) (J_{2-3}) [1], рубежи которых синхронны проявлению трём кратковременным фазам (эпохам) активизацации тектонических движений, проявленных на разных участках земной коры: древнекиммерийской, данлапской и новокиммерийской. Совокупность геологических факторов, влияющих на осадконакопление на дельтовой платформе (в широком понимании термина), сформировала разнофациальные типы разрезов в виде осадочных призм, сгруппированных в лаптевском подкомплексе по вертикали в серии, которые, в свою очередь, включают местные стратиграфические подразделения – свиты.

Ранняя стадия (T_3r_2–J_1p_2). Формирование лаптевского подкомплекса на ранней стадии становления Восточно–Сибирского осадочного бассейна было ознаменовано завершением древнекиммерийской эпохи активизации тектонических движений и сменой геократического режима на талассократический, в том числе, на востоке Сибирской платформы и на прилегающей части Верхояно–Колымской складчатой области (ВКСО) [4]. Проявлением этих глобальных процессов на территории ВСОБ является крупный региональный перерыв (верхи норийского яруса–низы рэтского яруса) и последующие действия рэт–раннегеттангской трансгрессии. В позднем рэте–позднем плинсбахе рассматриваемый осадочный бассейн представлял собой на

юго–западе обширную аллювиальную равнину, формирующую восточнее обширную дельтовую равнину, сменяющуюся на северо–востоке открытым морским бассейном. По периферии осадочного бассейна (на северо– и, на юго–западе) существовали две крупные питающие провинции: Западная и Южная. На северо– и юго–востоке изученной части ВСОБ впервые выделены Северная и Восточная питающие провинции. Талласократическому режиму предшествовало уравновешивание результатов тектонических движений процессами денудации и аккумуляции и образование полигенной поверхности выравнивания, на которой формировались базальные слои лаптевского подкомплекса. В пределах мелководного внутреннего шельфа и дельтовой платформы осадконакопление контролировалось Китчанским и Адыча–Эльгинским конседиментационными палеоуступами и, возможно, Хапчагайским палеоподнятием.

Промежуточная (J_1t-J_2bt_3) стадия характеризуется в целом усилением тектонической активности и проявлением данлапской фазы тектонической активизации (плинсбах – тоар). Начало стадии (ранний тоар, сунтарская свита) знаменуется крупнейшим эвстатическим подъемом уровня Мирового океана, когда на обширной территории формировалась известково–глинистая, часто битуминозная толща. В целом, промежуточная стадия на изученной части ВСОБ также характеризуется компенсационным осадконакоплением. На фоне талассократического режима (доминирующее влияние режима Арктического супербассейна) проявлялись элементы геократического (режим Тихоокеанского супербассейна). Совокупность этих процессов на востоке Сибирской платформы (Вилюйская синеклиза, Алданская антеклиза и Предверхоянский прогиб) отмечена трансгрессивным налеганием и региональным перерывом в раннем тоаре, обширной инверсией свода Якутского поднятия и, вероятно, сопряженного с ним крупного Томпонского выступа кристаллического фундамента. Сунтарская свита, согласно и трансгрессивно залегающая на разновозрастных подстилающих отложениях и имеющая раннетоарский возраст в западных районах Вилюйской синеклизы, уже на южном борту синеклизы (в районе Большого Якутска) и на Алданской антеклизе (Лено–Амгинское междуречье) датируется поздним тоаром–ранним ааленом. Данлапская фаза активизации восходящих движений обусловила появление в Сартангском синклинории малоамплитудного Дулгалахского палеоуступа (между Китчанским и Адыча–Эльгинским палеоуступами), реконструируемого в качестве подводных возвышенностей и цепочки островов. К этому времени, вероятно, приурочено излияние лав и формирование кобюминской свиты (басс. р. Кобюме, Южно–Верхоянская СФЗ). В течение тоара – начале позднего бата происходила проградация палеодельтовой системы на восток и постепенное вытеснение морских условий осадконакопления лагунно–континентальными и континентальными.

Поздняя (зрелая) (J_2bt_3-J_3v)стадия. В позднебатское–волжское время продолжалось существенное изменение ландшафтов и расширение континентальных условий осадконакопления на всей территории востока Сибирской платформы. В связи с усилением тектонической активности морской бассейн постепенно смещался на север. На месте современного Верхоянского мегантиклинория в виде расчлененной суши обособляется новая область сноса –

Центральная питающая провинция (ЦПП), объединившая в себе две ранее существовавшие: Северную и Восточную – и, разделившая ВСОБ на две части: западную континентальную, и восточную – морскую. Возникновение и становление ЦПП увязывается с проявлением новокиммерийской эпохи активизации тектонических движений, начальная фаза которой на изученной территории начала проявляться уже в конце бата — начале оксфорда и была максимальной в волжское время (становление дербекинского комплекса Западного Верхоянья; формирование вулканогенно–осадочной куранах—салинской свиты в басс. р. Индигирка). В поздней юре сформировалась близкая к современной схема транспортировки терригенного материала на востоке Сибирской платформы — с юга и юго–востока на север и северо–восток. В «зоне перехода» от континентальных отложений к морским реконструирована нижняя часть дельтовой платформы, временами заливаемой морем. На северо–востоке территории были развиты мощные подводные конусы выноса, формировавшиеся в пределах обширной акватории внешнего шельфа (западные крылья Полоусного и Иньяли—Дебинского синклинориев).

Таким образом, формирование ранней, промежуточной и поздней (зрелой) стадий лаптевского подкомплекса (рэтский—волжский ярусы) ВТК (верхний палеозой—мезозой) в ВСОБ обусловлено проявлением в юрское время трех фаз глобальной тектонической активизации: древнекиммерийской, данлапской и новокиммерийской [3], которые приближенно соответствуют трансгрессивной, инундационной и регрессивной стадиям модельного цикла Н.С. Малича. Каждая из тектонических фаз отражена в разрезах трансгрессивным налеганием и региональными стратиграфическими несогласиями. В конце позднего рэта—волге сформировался практически современный структурный план «зоны перехода», были заложены основные геоморфологические ландшафты территории. В Восточно–Сибирском осадочном бассейне, который в течение ранней и промежуточной стадий существовал как единая седиментационная впадина, в конце средне–позднеюрского времени на западе «зоны перехода» обособилась обширная континентальная Центрально–Якутская равнина, отделенная системой Верхоянских цепей от акватории ВСОБ.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014—2016 гг.

Литература:

1. Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено—Вилюйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология, 2008, № 5. С. 72—78.

2. Гриненко В.С. Князев В.Г., Девятов В.П. и др. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Матер. науч. сессии. В 2 т. /под ред. Б.Н. Шурыгина и др. Т.1. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65—70.

3. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r_2-J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование, 2012, № 4 (68). С. 13—18.

4. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П. Палеогеография позднего триаса и юры востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Вестник

Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха Якутия, 2012. №1(11). С. 63—79.

5. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П. и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002,.№ 4. С. 73—80.

ЛИНЕЙНЫЕ ФОРМЫ СКВОЗНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ (ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА – ПОДВИЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ) ПРОМЫШЛЕННЫХ СКОПЛЕНИЙ КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ: ПРОБЛЕМЫ ИХ ОКОНТУРИВАНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ

Гриненко В.С. [1], **Мишнин В.М.**[2], **Девятов В.П.**[3], **Князев В.Г.**[1], **Горячева А.А.**[4]

[1] *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

[2] *Центральная поисково-съемочная экспедиция ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»,*

[3] *Сибирский научно–исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,г. Новосибирск*

[4] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

1. В специальной литературе [1, 16–17 и др.] достаточно детально исследован вопрос о бассейнах древнего нефте– и газообразования на уровне минерагенических провинций, субпровинций, областей и районов. Значительно меньше внимания уделено линейным формам образования продуктивных залежей на уровне минерагенических поясов и зон. На примере узла сочленения антиклинальных ловушек Непско–Ботуобинско–Хапчагайской зоны с поднадвиговыми резервуарами Таймыро–Сахалинского пояса [2–3, 13 и др.] раскрыты ключевые особенности внебассейнового накопления и консервации концентрированных углеводородов.

2. Необходимым фактором заложения и стадийного развития линейных продуктивных суперструктур является присутствие регионального экрана (покрышки). В случае с антиклинальными ловушками Непско–Ботуобинско–Хапчагайской зоны таким экраном служат (по данным сейсмометрии и глубокого бурения) выдержанные пласты каменной соли венда–кембрия (юго–западная часть зоны), а также регионального характера пачки глинистых пород верхнего палеозоя–мезозоя (северо–восточная часть зоны). В случае с поднадвиговыми резервуарами, в качестве экрана фигурируют регионального масштаба пластины, выдвинутые из высокоплотных метаморфических пород кристаллического фундамента (толщина 1–2 и более км) на десятки км по латерали в многоярусный осадочный слой (чередование терригенных гранулярных коллекторов и глинистых покрышек верхнего палеозоя–мезозоя). Специфическим фактором формирования антиклинальных и поднадвиговых ловушек является приразломные высокоамплитудные инъективные дислокации с участием высокопластичных горизонтов, способных к латеральному перемещению (эвапориты, флюидизированные глинистые пачки, микститы, олистостромы, древние элювиальные шлейфы и др.). По этой причине, рассматриваемая зона фигурирует

в качестве антиклинальной гряды, а торцовопримыкающий к ней пояс Западного и Южного Верхоянья – в качестве олистостромовой гряды [14]. Важным фактором прибортовых зон крупных геодепрессий является наличие ловушек неантиклинального типа, в которых проявлено как стратиграфическое выклинивание гранулярных коллекторов, так и запечатывание их региональными флюидоупорами [9, 11].

3. Предельно высокий уровень тектонической связки, объединяющей Арктический и Антарктический седиментационные супербассейны в единую систему нефтегазообразования, представлен планетарным георазделом «Атлантика–Пацифик», отделяющим Атлантический сегмент Земли (преобладает кора континентального типа) от Тихоокеанского (преобладает кора океанического типа) [4, 15 и др.]. По мнению Л.М. Парфенова [16–17] и др. исследователей обозначенная система в XXI веке станет главной ареной проведения поисковых и разведочных работ на концентрированные углеводороды.

4. Немаловажную роль в развитии нефтегазового комплекса России, в т.ч. и Республики Саха (Якутия), играют стратиграфические исследования продуктивных на углеводороды литостратиграфических комплексов. Интенсивное применение современных технологий при нефтедобыче в залежах высокопродуктивных горизонтов на территориях нефтегазоносных провинций востока Сибирской платформы стабильно снижает количество доказанных месторождений. Это обстоятельство требует постоянного восполнения разведанных промышленных запасов, которое становится возможным не только за счет открытия новых месторождений, сколько за счет исследования малоизученных территорий Восточной Сибири с перспективными на УВ комплексами, доразведки находящихся в разработке месторождений, выявления новых нефтегеологических объектов и новых продуктивных стратиграфических горизонтов. В этих условиях на востоке Сибирской платформы и в её подвижном обрамлении резко возрастает роль стратиграфических исследований, необходимость в детальных стратиграфических основах и лито–стратиграфических схемах с высокой разрешающей способностью [5, 12, 18 и др.].

5.В коллективных работах авторов представлены основные итоги исследований по стратиграфии геологических тел мезозоя и их корреляции [6–11], а также в обобщающих работах по более древним потенциально продуктивным на концентрированные углеводороды комплексам [3]. Разносторонние новые материалы касаются применения микропалеофитологического метода в стратиграфических исследований, с очевидной перспективностью использования в исследованиях микрофитофоссилий для целей расчленения, корреляции геологических тел, анализа бассейновой тектоники и уточнения палеогеографических схем [8–9, 11 и др.].

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 гг.

Литература:

1. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / гл. ред. В.П. Орлов. Т. 3. Ред. Н.С. Малич. – СПб.: Изд–во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.

2. Гриненко В.С., Мишнин В.М., Истомин И.Н. Новые представления о перспективах нефтегазоносности шарьяжно―надвиговых структур Алданского Приверхоянья // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2002,№ 1(4). Якутск: Якутский филиал издательства СО РАН, 2003. С. 35–43.

3. Гриненко В.С., Мишнин В.М., Истомин И.Н. Многоярусный экранированный бассейн концентрированных углеводородов в Алданском Приверхоянье // Проблемыпрогнозирования поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Изд–во ВГУ, 2003. С. 683–686.

4. Гриненко В.С., Мишнин В.М. Перспективы открытия месторождений-гигантов в зоне перехода «Сибирская платформа — Верхояно-Колымская складчатая область» (концентрированные углеводороды в поднадвиговых резервуарах, благородные металлы в черных сланцах) // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тезисы докладов IV Международной научно-практической конференции. Симферополь, Изд–во «Поли–Пресс»- 2007. С. 25–28.

5. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых—юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сессии (18–22 апреля 2011 г.): в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Т.1. Мезозой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

6. Гриненко В.С. Проблема границы триаса—юры в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 19–23.

7. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. Нижняя—средняя юра Лено—Вилюйского района: проблемы расчленения и межрайонные корреляции (восток Сибирской платформы) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1 (13). 2014. С. 53–65.

8. Гриненко В.С., Князев В.Г., Горячева А.А., Девятов В.П., Михайлова Т.Е. Новые палеонтологические находки в нижней юре северо—западного борта Вилюйской синеклизы // Геология и минерально—сырьевые ресурсы Северо—Востока России: материалы V Всероссийской научно—практической конференции, 31 марта — 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер. — Якутск: Издательский дом СФВУ, 2015. С. 131–137.

9. Гриненко В.С., Горячева А.А., Девятов В.П., Князев В.Г., Михайлова Т.Е. Новый тип разреза нижней юры Вилюйской синеклизы и его палеонтологическая характеристика // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание: научные материалы / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, А.П. Ипполитов (редколлегия). Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 72–77.

10. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Кузнецова О.А. О характере границы нижней–средней юры в зоне сочленения Сибирской платформа – Верхоянский складчато–надвиговый пояс // Отечественная геология. 2015. №5. С. 83–89.

11. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Горячева А.А., Михайлова Т.Е. Мастахский разрез р. Тюнг – новый тип морской юры Вилюйской синеклизы // Наука и образование, 2015, № 4 (80). С. 7–13.

12. Князев В.Г., Гриненко В.С.,Девятов В.П., Шурыгин Б.Л., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология, 2002, № 4. С.73–80.

13. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Трансконтинентальный рудоносный тренд на востоке Сибирской платформы (металлоносные абиссолиты, алмазоносные кимберлиты, залежи концентрированных углеводородов) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Т. 2. Новосибирск: Изд–во «Гео», 2004. С. 35–38.

14. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Перспективы открытия нефтяных гигантов в сквозной тектонической зоне, соединяющей транзитали Северного Ледовитого и Тихого океанов (на примере региона Якутия) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С.10–14.

15. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Георазделл Атлантика–Пацифик: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяженности (на примере Западно-Якутского региона и его обрамления // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50–ти летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронежский государственный университет/ 2005. С. 132–149.

16. Парфенов Л.М. О покровно–надвиговом строении Верхоянской складчатой зоны, смежного крыла краевого прогиба и перспективы их нефтегазоносности // Проблемы методики поисков, разведки и освоения нефтяных и газовых месторождений Якутской АССР. Ч. 1. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1983. С. 35–37.

17. Парфенов Л.М. Разрывные дислокации Верхоянской тектонической зоны и проблемы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 8–12.

16. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско–Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катанская седловина) /Г.Г. Шемин, отв, ред. В.А. Каширцев. Новосибирск: Изд–во СО РАН. 2007. 467 с.

17. Шемин Г.Г. Ереминско–Чонское скопление нефти в Преображенском резервуаре – крупнейший объект по подготовке запасов и добыче углеводородного сырья в Восточной Сибири / Г.Г. Шемин, отв. ред. М.И. Эпов, В.С. Старосельцев. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2011. 122 с.

18. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд–во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВА С СИЛИКАТ-СИЛИКАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТЬЮ В САМОРОДНОМ ЖЕЛЕЗЕ ИНТРУЗИИ ХУНГТУКУН, ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ

Житова Л.М.[1,2], Гора М.П.[1], Комарских Ю.С.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[2]Новосибирский государственный университет, г .Новосибирск

Несмесимость магмы (т.е. разделение силикатного расплава на две или более жидкости) вызывает внезапные изменения в эволюции простых расплавов, определяет частичное фракционирование и формирование магматических рудных месторождений. Расслоение в интрузивных породах трудно зарегистрировать из-за «затушевывания» этого процесса во время декомпрессии, охлаждения и кристаллизации.

Включения с силикат-силикатной несмесимостью, впервые обнаруженные и описанные в самородном железе сибирских трапповых интрузий [2 и др.], являются

благодатным материалом для решения проблем ликвации. В качестве основного объекта исследований по этой проблеме были выбраны ликвационные включения в самородном железе из габбро-долеритов Хунгтукунской интрузии (Сибирская платформа).

Интрузия Хунгтукун расположена на севере Сибирской платформы в Маймеча-Котуйской провинции. Она имеет слабо дифференцированное строение [6]. Мощность интрузии изменяется от 320 м на севере до 90 м на юге. Площадь массива оценивается в 900 км^2. В разрезе интрузии выделяются верхняя и нижняя эндоконтактовые зоны и центральная зона. Эндоконтактовые зоны сложены микродолеритами и долеритами. Мощность верхней эндоконтактовой зоны колеблется от 12 до 25 м, нижней – от 6 до 13 м. Центральная зона сложена главным образом оливинсодержащими и оливиновыми габбродолеритами. Среди оливинсодержащих встречаются прослои безоливиновых и кварцсодержащих габбродолеритов, а среди оливиновых – линзы и маломощные прослои троктолитовых габбродолеритов. В раздувах интрузии центральной зоны отмечаются такситовые пироксенофировые оливинсодержащие и оливиновые габбродолериты со шлирами пегматоидных габбродолеритов.

В разрезе интрузии выделяются два типа рудных скоплений. В верхней эндоконтактовой зоне находится горизонт желваков самородного железа, а в приподошвенной части массива отмечаются богатовкрапленные сульфидные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды [1, 2].

Самородное железо в изученных нами образцах содержит экссолюционные включения когенита, включения одиночных минералов и их срастаний (анортит, тридимит, Fe-ортопироксен, Fe-клинопироксен, апатит и фаялит) и включения силикатного расплава (рис. 1). Включения расплава представлены двумя типами: частично или полностью раскристаллизованные включения и включения с силикат-силикатной несмесимостью. Каких-либо закономерностей в распределении включений в железе не было выявлено. В раскристаллизованных включениях присутствуют дочерние кристаллические фазы и металл-сульфидные обособления (троилит, самородная медь). Дочерние кристаллы во включениях представлены железистыми фазами (фаялит, ортопироксен, ильменит, реже Ca-клинопироксен, армолколит и вюстит), фосфатами (фторапатит, оксиапатит, мерриллит-ферромерриллит), полевыми шпатами (анортит, калишпат) и тридимитом [7]. В большинстве включений иногда присутствует троилит, располагающийся в их краевой части.

По данным изучения расплавных включений с явлениями силикатно-силикатной несмесимости в самородном железе интрузии Хунгтукун Сибирской платформы нами впервые установлен исходный состав толеит-базальтового расплава траппов Маймеча-Котуйской провинции, соответствующий моменту их внедрения в пермо-триасовые отложения платформенного чехла [5].

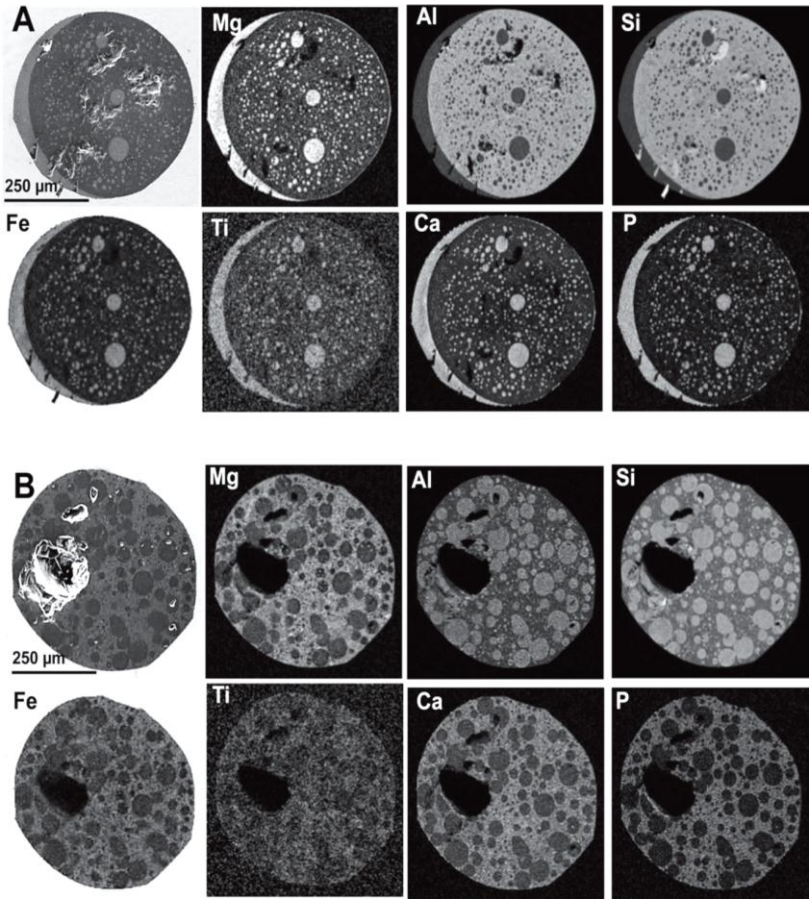


Рис. 1. Два расплавных включения с силикат-силикатной несмесимостью (A-B) с различным соотношением двух стекол (BSE, карты распределения элементов, [5].

На диаграмме (рис. 2) видно, что между полями алюмосиликатных и железисто-фосфористых составов находится область разрыва. По отношению к этой области пары составов несмесимых фаз из каждого включения располагаются практически симметрично, что позволяет предполагать существование исходного расплава в этой области несмесимости. Данный состав соответствует однофазным включениям стекла, которые очень редко встречаются в реальных образцах самородного железа. Этот расплав содержит (мас. %): SiO2 48.18-48.95; TiO2 1.3-1.88; Al2O3 12.99-13.10; FeO 13.31-13.82; MnO 0.22; MgO 5.40-5.54; CaO 9.49-9.65; Na2O 2.44-2.82; K2O 0.68-0.87; P2O5 4.51-5.04. Вполне возможно, что железисто-фосфористая жидкость, отделившаяся от такого исходного расплава в процессе ликвации, может быть источником формирования богатых апатит-магнетитовых месторождений типа Кируна.

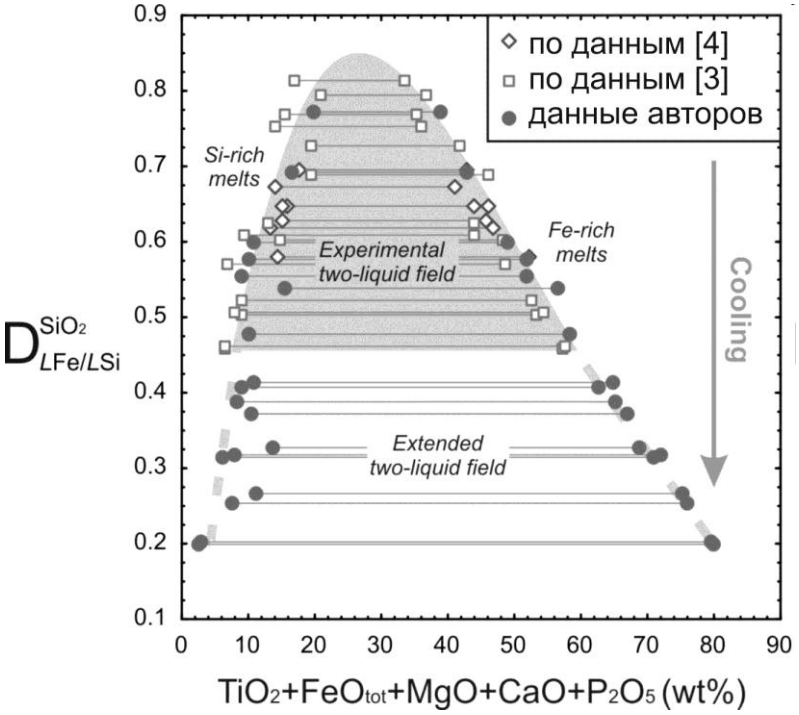


Рис. 2. Состав несмесимых фаз во включениях из самородного железа интрузии Хунгтукун. Коннодами соединены сосуществующие пары составов несмесимых фаз в каждом включений [5].

В целом, составы сосуществующих стекол из индивидуальных включений в самородном железе достаточно хорошо согласуются с экспериментальными данными по толеитовым системам. Предполагается, что силикат-силикатная несмесимость происходила при температурах 1000-1100^{o}C. Наши результаты наглядно показывают, что ликвация могла происходить и в крупномасштабных магматических камерах и могла приводить к генерации фельзитовых магм и расплавов, обогащенных Fe-Ti-Ca-P, в пределах континентальных крупных магматических провинций.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00945)

Литература:

1. Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах.. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1985. 188с.

2. Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. 224с.

3. Charlier, B., and Grove, T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. v. 164. p. 27–44.

4. Dixon, S., and Rutherford, M.J. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: An experimental study // Earth and Planetary Science Letters. 1979. v. 45. p. 45–60.

5. Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L., Sharygin V., Davidson P., and Feig S. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron // Geology. 2013. v.41, no.10, p.1091-1094.

6. Ryabov V.V., Lapkovsky A.A. «Native iron(-platinum) ores from the Siberian Platform trap intrusions» // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. vol. 57. P. 1-30.

7. Zhitova L.M., Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Karmanov N.S., Nigmatulina E.N. Phosphorus-bearing pyroxenes in flood basalts with native iron, Khungtukun, Polar Siberia, Russia // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. №5. P. 2607.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ВЕРХНЕЙ ЭНДОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1

Житова Л.М.[1,2], Гора М.П.[1], Шевко А.Я.[1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[2] Новосибирский государственный университет, г .Новосибирск

Хромшпинелиды в дифференцированных базитовых интрузиях являются акцессорными минералами и встречаются совместно с минералами ЭПГ в металлоносных рифах или образуют сплошные протяженные хромититовые горизонты в расслоенных сериях этих комплексов. Большинством исследователей признается важная роль хромитов в качестве источника генетической информации, петрогенетического индикатора среды и условий минералообразования, ключа к пониманию генезиса хромититов и механизмов дифференциации расслоенных интрузий. Такое единодушие в оценке значимости хромитов определяется их распространенностью в широком диапазоне кристаллизации расслоенных интрузий и установленным фактом их постоянной ассоциации с минералами ЭПГ, где они являются своеобразными коллекторами и концентраторами МПГ при формировании крупных месторождений.

Скопления хромшпинелидов в разрезе интрузии Норильск-1 связаны с верхней эндоконтактовой зоной пегматоидов и с горизонтом пикритовых габбро-долеритов в основании разреза. Рассеянная вкрапленность хромшпинелидов в пикритовых габбро-долеритах наблюдается во всех породообразующих минералах, в том числе в оливине, и находится в базисе породы. Особенностью скоплений хромшпинелидов в верхней эндоконтактовой зоне пегматоидов является богатая сыпь (до 10-30 редко до 60% объема породы) мелких зерен в пироксенах и плагиоклазах, отсутствие хромшпинелидов в кристаллах оливина и в каплевидных сульфидных вкрапленниках, отчетливая ассоциация с минералами, содержащими летучие компоненты [2, 3]. По данным Рябова В.В. с соавторами [3], в верхних эндоконтактовых зонах норильских интрузий содержание фтора и хлора, соответственно, в амфиболе достигает 1,13 и 0,26 мас.%, в биотите – 5,23 и 3,33 мас.%, в апатите – 5 и 3,9 мас.%. Эти минералого-петрографические наблюдения, очевидно, свидетельствуют о том, что акцессорный хромит является ранней

кристаллической фазой в пикритовых габбро-долеритах, а скопления хромита формировались после кристаллизации оливина и образования сульфидной вкрапленности, но раньше кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, причем формирование скоплений хромита происходило при активном участии летучих.

Нами детально изучен состав хромшпинелидов и содержащихся в них твердофазных многокомпонентных включений из верхнего эндоконтактового горизонта интрузии Норильск-1. Были изучены образцы керна скважины МС 24, а также образцы такситовых габбро-долеритов с горизонтов +300 и +330 м карьера Медвежий ручей. По данным полевой документации и визуального определения такситовый габбро-долерит имеет пятнистую текстуру, в нем соотношение плагиоклаз – темноцветные минералы близко к единице. Из темноцветных минералов преобладает пироксен, встречаются оливин и амфибол. Оливин образует крупные (до 5 мм) пятна – скопления отдельных зерен с включениями лейст плагиоклаза. Сульфиды в такситовых габбро-долеритах встречаются в виде мелких зерен в основной массе породы, капель размером до 0,5 см и скоплений неправильной формы. Содержание хромита в породе достигает 30-40%, в виде пойкилитовых включений он содержится во всех минералах, кроме сульфидов.

Анализы состава хромшпинелидов верхнего эндоконтактового горизонта интрузии Норильск-1 были выполнены методом рентгено-спектрального микроанализа на приборе JEOL JXA-8100 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Обобщение полученных результатов определения состава хромшпинелидов верхней эндоконтактовой зоны (ВЭЗ) интрузии Норильск-1 позволило выделить две группы, соответствующие разным сериям изменения состава минералов (рис. 1). Одна группа (группа 1) по составу практически аналогична ранее известным минералам в интрузиях норильского типа. Для нее характерно одновременное увеличение магнезиальности и хромистости шпинелидов. Вторая группа (группа 2) демонстрирует увеличение железистости с ростом хромистости. Наличие таких трендов составов шпинелидов верхней эндоконтактовой зоны может свидетельствовать о смене условий минералообразования в ходе кристаллизации верхних такситовых горизонтов, где на локальных участках проявлены различные ассоциации минералов, которые, вероятно, не находятся в равновесии друг с другом.

Сравнение состава хромшпинелидов верхней эндоконтактовой зоны (ВЭЗ) интрузии Норильск-1 с составами шпинелидов других интрузий норильского типа показало некоторое различие (см. рис. 1). Отчасти это связано с тем, что ввыборки других интрузий норильского типа, вероятно, попали не только ранние хромшпинелиды, но и поздние магнетиты, которые отсутствуют в наших определениях. Некоторое сходство наблюдается в составах шпинелидов ВЭЗ и пикритовых базальтах гудчихинской свиты (см. рис. 1), хотя шпинелиды последней имеют более высокое содержание пикро-хромитового компонента.

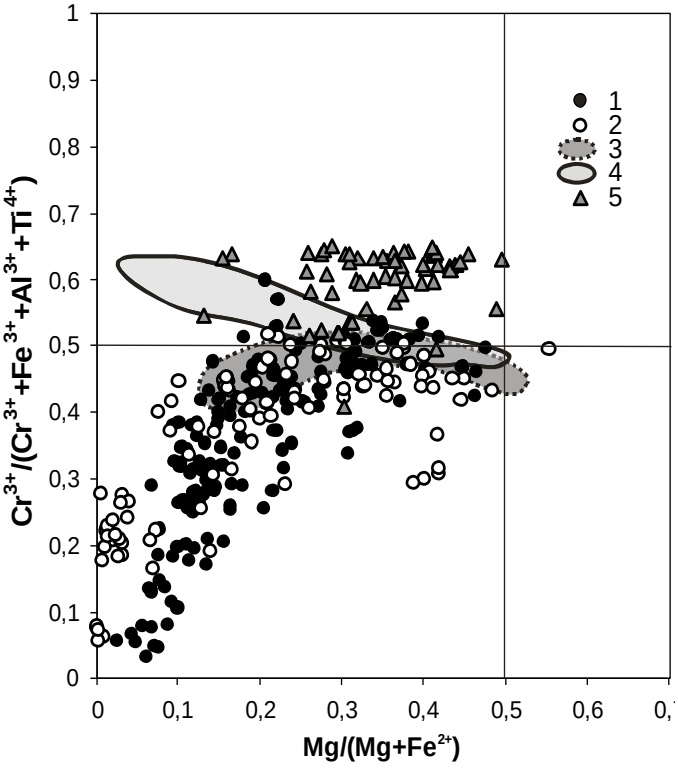


Рис. 1. Составы хромшпинелидов в интрузиях норильского типа (1-4) и в пикритовых базальтах гудчихинской свиты (5). 1 – в пикритовых габбро-долеритах; 2 – в пегматоидах верхней эндоконтактовой зоны; ВЭЗ Норильск-1: 3 – группа 1; 4 – группа 2.

Впервые нами проведено детальное прецизионное изучение наноразмерных минеральных фаз во включениях хромшпинелидов верхнего эндоконтактового Pt-малосульфидного (хромититового) горизонта интрузии Норильск-1. Обнаруженные минеральные фазы включений аналогичны изученным нами ранее фазам во включениях шпинелидов рифа Меренского Бушвельдского комплекса [1], за исключением обнаружения оливина и стекла. Во включениях верхней эндоконтатовой зоны интрузии Норильск-1 установлены оливин, орто- и клинопироксены, аспидолит (Na-флогопит), плагиоклаз, а также халькопирит, пентландит, пирротин, самородное золото, минералы ЭПГ. Уникальной находкой является обнаружение стекловатых включений в шпинелидах, состав стекла которых соответствует An_{72-62} (рис. 2).

Методом лазерной абляции ICP-MS впервые выполнено изотопное U/Pb датирование апатитов из срастаний с хромшпинелидами верхней эндоконтактовой зоны (ВЭЗ) интрузии Норильск 1, которое составило 254±37 млн. лет, что соответствует возрасту внедрения траппов в чехол Сибирской платформы. Апатит, бадделиит и циркон также были диагностированы во включениях шпинелидов ВЭЗ интрузии Норильск-1. Полученные данные свидетельствуют об участии флюидов состава H-C-S-P на ранних стадиях формирования руд норильских месторождений во время кристаллизации оливина и хромшпинелидов.

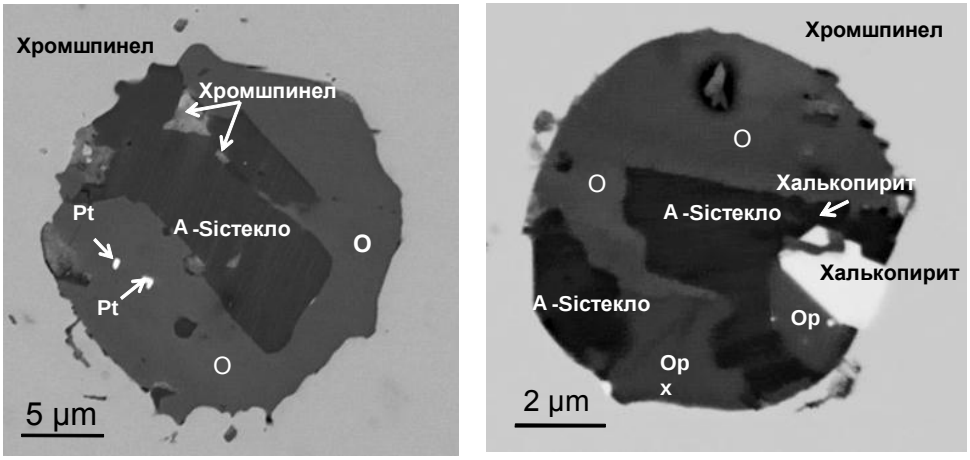


Рис. 2. Минералогия многофазных силикатных включений в хромшпинелидах верхнего эндоконтактового Pt-хромититового горизонта интрузии Норильск-1.

Сходство минерального состава твердофазных многокомпонентных включений в хромшпинелидах верхней эндоконтактовой зоны (ВЭЗ) интрузии Норильск-1 и рифа Меренского дает основание полагать, что эти горизонты формировались в похожих условиях. В обоих случаях горизонты приурочены к верхним зонам расслоенной серии, шпинелиды сосредоточены в пегматоидах, где наблюдаются повышенные концентрации минералов ЭПГ и минералов, содержащих летучие компоненты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00945).

Литература:

1. Житова Л.М., Киннэйрд Дж.А., Гора М.П., Шевко Е.П. Магматогенные флюиды металлоносных рифов Бушвельдского комплекса, ЮАР: по данным изучения флюидных включений в кварце // Геология рудных месторождений. 2016. том 58. № 1. с. 64-89.

2. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное вкрапленное оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Том 36. № 3. С.195-217.

3. Ryabov, V.V., Shevko, A.Ya., Gora, M.P. Trap Magmatism and Ore Formation in the Siberian Noril'sk Region. Volume 1. Trap Petrology. Series: Modern Approaches in Solid Earth Sciences. Springer. 2014. 390 p.

Р-Т-УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДУЗУНЬИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Зайцев А.И.[1], Кудрин М.В.[1], Фридовский В.Ю.[1,2]
[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
[2]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова, г. Якутск

Дузуньинский массив крупнозернистых биотитовых гранит-порфиров расположен в долине нижнего течения р.Ольчан, левого притока р.Индигирка. Массив субизометрично-неправильной формы в плане, имеет площадь около 4,5 км^2. Он прорывает терригенные породы норийского яруса верхнего триаса. В зоне экзоконтакта осадочные породы преобразованы в кордиеритовые, андалузитовые и биотитовые роговики, а песчаники с карбонатным цементом – в диопсид-гранатовые микроскарны. Для всех разновидностей ороговикованных пород характерно присутствие значительного количества биотита (20-45%), а в зоне непосредственного экзоконтакта отмечена биотит-кварцевая оторочка, мощностью до нескольких десятков сантиметров. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород составляет 500-700 м. В контактовых зонах массива развиты дайки аплитов и пегматитов, широтного и северо-восточного простирания, мощностью от 0,2 до 2,5 м и протяженностью до 450 м. По данным Нургалеева Р.Ю. (фондовый материал) K-Ar возраст пород массива составляет 91±1 млн. лет.

Дузуньинский плутон сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами изменчивого химического состава. Породы сильно изменены: грейзенизированы и калишпатизированы, особенно в северной части плутона, где наблюдаются многочисленные жильные образования кварц-мусковит-турмалиновых грейзенов, нередко с сульфидно-вольфрамитовой, молибденовой и касситеритовой минерализацией.

В данной работе приведены предварительные результаты микрозондового исследования минералов большого штуфа (Дз-11-15) крупнозернистого биотитового гранита из центральной части массива с целью установления физико-химических условий его формирования. Образец сложен полевыми шпатами (альбит, ортоклаз), кварцем, биотитом переменного состава, от неизмененного, до частично или полностью хлоритизированного, редкими чешуями мусковита. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, цирконом, ортитом, сфеном, флюоритом и мелкими зерна не диагностированных редкоземельных минералов. Апатит в основном содержит относительно высокое содержание фтора (2,54-4,59%), а ильменит представлен марганцовистой разностью (MnO от 3,78 до 6,45%). Хлорит развивается по биотиту и по химическому составу относится к группе их магнезиально-железистой триоктаэдрической разновидности (рипидолит), реже отмечаются и железистые разности (дафнити брунсвигит).

Биотит наиболее ранний породообразующий минерал изученных гранитов. По классификации [1] изученные биотиты характеризуют пералюминиевый тип гранитов массива (граниты S-типа). Минерал является хорошим индикатором для определения физико-химических условий формирования гранитов [5], что позволило нам рассчитать Р-Т условия становления массива (табл. 1).

Таблица 1

Параметры физико-химических условий формирования гранитов Дузуньинского массива

№ точки	Разновидность биотита	T^0C(H)	P, кбар	T^0C (Y)	fO_2	ΔNi-NiO	T^0C (B)	K_2O%
2.3	аннит	691	2,03	713	-15,68	0,79	176	10,21
2.6	аннит	681	2,84	696	-15,78	1,14	152	10,32
2.4	Fe-биотит	680	2,19	761	-15,78	-0,49	144	8,91
2.5	аннит	700	2,54	697	-15,76	1,13	157	10,06
3.5	Fe-биотит	706	2,00	764	-15,76	-0,54	132	10,54
3.6	Fe-биотит	684	2,80	763	-15,77	-0,52	153	10,02
4.2	аннит	712	1,88	699	-15,77	1,07	20	9,98
13.3	аннит	632	4,37	484	-15,75	8,41	180	3,24
14.1	?	477	4,86	487	-15,72	8,31	169	1,64
15.3	аннит	591	4,21	484	-15,75	8,41	159	5,05
16.3	аннит	713	2,04	706	-15,72	0,94	159	10,43
18.3	аннит	704	2,11	704	-15,74	0,97	159	9,04
18.4	аннит	683	2,42	693	-15,80	1,20	160	10,34
21.6	Fe-биотит	675	2,56	757	-15,75	0,36	101	9,56
21.7	Fe-биотит	678	2,30	766	-15,75	-0,57	124	9,26
22.7	аннит	719	2,62	709	-15,70	0,88	156	9,31
22.8	Fe-биотит	686	2,33	707	-15,72	0,91	164	9,94
23.3	Fe-биотит	617	1,96	771	-15,72	-0,66	149	9,26
23.4	аннит	694	2,10	694	-15,80	1,17	146	8,95
29.6	аннит	683	2,09	699	-15,77	1,07	153	10,39
29.7	аннит	680	1,74	699	-15,7	1,07	147	8,54
30.3	Fe-биотит	706	1,86	710	-15,70	0,85	161	8,75

Примечание: T^0C(H) рассчитаны по [2], T^0C (Y), T^0C (B) и fO_2 определены по [4], P, кбар – по [3]. ΔNi-NiO значения фугитивности кислорода относительно Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO=logfO_2 (образец) – logfO_2(Ni-NiO).

Температура кристаллизации биотита была оценена по двум геотермометрам [2, 5]. Для свежих и относительно свежих биотитов по Ti-геотермометру [2] она составляет в среднем 686±24°C (n=20) и по термометру [5] – 721±29°C (n=19). Некоторое различие в средних значениях температур по двум термометрам вероятно связано с тем, что в [5] при расчете температуры минерала учитывается величина фугитивности кислорода в образце, которая учитывая отсутствиевпороде магнетита, определяется достаточно условно. В этом плане вероятно температуры определенные по Ti-геотермометру [2] являются более надежными. Изменение биотита, по-видимому, также определяет корректность расчетных температур кристаллизации минерала. Низкие температуры биотитов (484-591^{0}C) были получены для слюд с различной степенью хлоритизации, которые имеют пониженные содержания K_2O (Табл. 1). Эти слюды в процессе их модификации, вероятно, теряют не только K_2O, но и часть TiO_2 с образованием вторичных ламелей ильменита по спайности слюд. Такие биотиты имеют повышенные значения давления (4,21-4,86 кбар), в отличие от менее измененных или свежих

слюд, для которых рассчитанный интервал давления значительно ниже (1,74-2,80 кбар). Измененные биотиты характеризуются также повышенными значениями fO_2 (ΔNi-NiO=+8,3–+8,4), указывая на высокий потенциал в них кислорода при модификации их в условиях магнетит-гематитового буфера. Биотиты слабо измененные или неизмененные в основном лежат в поле Ni-NiO буфера (ΔNi-NiO от –0,66 до +1,20) и величины фугитивности кислорода имеют тенденцию к повышению кислородного потенциала с понижением температуры.

Формирование гранитов Дузуньинского плутона в целом имело место при давлении 2,23±0,31 кбар. Если предполагать, что оно отвечало литостатическому, то при средней плотности пород равное 2,76 г/см^3 (1кбар=3,7 км) становление массива происходило на глубине 8,2±1,1 км. В дальнейшем при охлаждении пород происходила постсолидусное преобразование пород, отделение флюидов с последующим образованием гидротерм. Согласно модели Бин [5] температура переравновесия биотита с гидротермальным флюидом происходило при температуре 101-176^{0}C (T^0C (B) в таблице 1). Это в какой-то мере согласуется с эмпирическими температурами [2] формирования хлоритов из гранитов массива в интервале 184-374^{0}C и оценками позднего переравновесия полевых шпатов, рассчитанных по ортоклаз-альбитовой паре (142-378^{0}C).

Таким образом, полученные предварительные данные по физико-химическим условиям формирования гранитов Дузуньинского плутона позволяют предполагать длительный температурный интервал его становления, увеличение кислородного потенциала по мере его охлаждения, что вероятно обуславливает связь с этим проявленную в пределах массива минерализацию и ее специализацию.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_а).

Литература:

1. Abdel-Rahman, A.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. // Journal of Petrology 1994, Vol. 35, 525-541.

2. El-Sharkawy,M.F..Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt // Mineral.Depos.35, 2000, 346–363.

3. Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A. The Ti- saturation surface for low-to - medium pressuremetapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanismus // Am. Mineral., 2005, v.90, 316-328

4. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation hydrotermal Ore of deposits.// Resource Geology. 2007. v.57. N1. p.47-56.

5. Yavuz F. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I-definitions and structure of the computer program MICA+ // Computers and Geosciences. 2003. Vol. 29. Pp.1203-1213.

НАФТИДЫ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЛЕННЯХСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Интерес к изучению органического вещества (ОВ) девонских отложений обусловлен их высоким нефтегенерационным потенциалом. В различных нефтеносных провинциях мира с отложениями этого возраста связаны крупные промышленные месторождения нефти, горючих сланцев, а также многочисленных битумопроявлений, разнообразных по генезису и масштабу.

На территории Восточной Якутии наиболеее крупные выходы отложений нижнего девона прослеживаются в пределах Селенняхского поднятия, расположенного в заполярной части Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. В формировании Селенняхского скопления битумов значительное влияние сыграли факторы интенсивной блоковой тектоники, метаморфизма и наличие многочисленных интрузий. В связи с зональностью проявления этих факторов данное скопление характеризуется выраженной неоднородностью битумопроявлений [2, 3].

Начало изучению битумопроявлений в среднепалеозойских отложениях этого района было положено К.С. Забурдиным и продолжено Д.А. Вольновым, В.В. Ивановым, Б.А. Клубовым, К.Э. Уровым, О.В. Щербанем и др. В результате обобщения многолетних работ, основанных на полевых наблюдениях, изучении особенностей битумопроявлений, геохимических характеристик битумов и вмещающих пород, было установлено присутствие в разрезе отложений нижнего девона разнообразных типов битумов от окисленных нефтей и мальт до керитов и антраксолитов, которые локализуются в определённых участках разреза.

В отложениях нижнего девона остатки нефти и проявления мальт и асфальтов встречаются преимущественно в карбонатных породах, обогащённых сингегенитичным сапропелевым ОВ. По мнению В.В. Иванова и Б.А. Клубова, карбонатные толщи способны образовывать автономные блоки, слабоизмененные и менее нарушенные по сравнению с вмещающими их терригенными образованиями, поэтому нефтяные скопления в таких блоках могут не подвергаться сильной термодеструкции [2,3].

В данной работе приведены результаты изучения состава и химической структуры хлороформенных битумоидов (ХБ) ОВ пород преимущественно карбонатного состава из отложений неличенской свит и сагырской свит нижнего девона. Образцы отобраны из обнажений по реке Сакынджа и ручьям Гон, Медвежий и Чятляун в районе Селенняхского кряжа. Образцы для исследования были любезно предоставлены геологом института Виктором Владимировичем Гайдуком (ИПНГ СО РАН).

Целью настоящей работы являлось выяснение характера распределения ОВ и битумоидов, а также состава ХБ и углеводородов-биомаркеров по разрезу неличенской и сагырской свит, и выяснение их генетической взаимосвязи с ОВ вмещающих отложений.

Комплекс аналитических исследований включал горячую экстракцию ХБ из пород, определение группового компонентного состава методом колоночной хроматографии, структурно-групповой состав ХБ и их фракций методом ИК-Фурье спектроскопии, а также хромато-масс-спектрометрические исследования насыщенных УВ.

В девонских отложениях накопление осадков происходило в условиях морских мелководных фаций в восстановительной среде, благоприятной для накопления и сохранения исходного ОВ. На Селенняхском поднятии отложения нижнего девона представлены преимущественно нормально морскими мелководными карбонатными и глинисто-карбонатными органогенными толщами [1]. По данным [3] степень катагенетического преобразования ОВ достигла стадии $МК_2$, т.е. нижнедевонские отложения вошли в зону главной фазы нефтеобразования.

В *сагырской свите* (мощностью 153-252м) породами, вмещающими нафтиды, являются коричневые битуминозные, органогенно-детритусовые известняки, в основании свиты ритмично переслаивающиеся с глинистыми коралло-раковинными известняками. Среднее содержание Сорг в породах – низкое, составляет 0,43%. Максимальное значение – 1,02% приходится на образец глинистого известняка, минимальное – 0,12% на образец из массивного известняка. Образцы характеризуются низкими и средними значениями выхода ХБ от 0,022 до 0,052%. Величина битумоидного коэффициента (β) в среднем равна 8,0%. В групповом составе ХБ низкое содержание масел в среднем 31%, с максимумом 37% в листоватых известняках и минимумом в глинистом известняке 24%. На смолы приходится от 45 до 59%, в их составе количество спиртобензольных в 6-8 раз выше бензольных. Содержание асфальтенов значительно ниже суммы смол. В химической структуре ХБ доминируют ароматические циклы над соединениями с длинными метиленовыми цепями при значительной роли кислородсодержащих групп и связей. Таким образом, установленные невысокие значения битумоидного коэффициента (4,4 до 7,7% для $МК_2$стадии катагенеза ОВ) могут указывать на сингенетичный характер битумопроявлений. Повышение значений до 10,0-18,4% скорее всего указывает на присутствие в разрезе сагырской свиты парааутохтонных битумоидов. Об этом свидетельствуют и уменьшение соотношения углеводородов к асфальто-смолистым компонентам в сингенетичных разностях по сравнению с парааутохтонными ($К_{1700}/К_{1600}$ изменяется от 1,39 до 0,74, соответственно, где $К_{1700}$ – коэфф. поглощения карбонильных групп, $К_{1600}$ – коэфф. поглощения ароматических циклов).

В *неличенской свите* (мощностью 219-296м) вмещающие породы представлены ритмично чередующимися чёрными, серыми, тёмно-серыми, коричневыми, тёмно-коричневыми средне- и тонкоплитчатыми коралловыми известниками и кораллово-раковинными, органогенно- детритусовыми глинистыми известняками. В середине пачки – глинистыми битуминозными известняками.

В этой свите по сравнению с сагырской содержание Сорг в породах характеризуется более широком интервалом значений, достигая высоких величин. Условно среди изученных образцов данной свиты можно выделить две группы – одну, как и в сагырской свите, с низким средним содержанием Сорг - 0,46%,

другую – с повышенным и высоким содержанием Сорг – 1,71-9,95%. Образцы первой группы характеризуются повышенным выходом ХБ – 0,097%. Во второй группе максимальное содержание ХБ достигает очень высоких значений - 0,463% и в среднем составляет 0,277%. Значения β от 2,6 до 25,7%, т.е. выше чем в сагырской свите. В среднем образцы обеих свит близки по групповому компонентному составу, но в отдельных образцах неличенской свиты отмечено более высокое содержание масел (41-49%). По данным ИК-Фурье спектроскопии ХБ этой свиты характеризуются более выраженным ароматическим характером и меньшим участием кислородсодежащих групп и связей ($К_{1700}/К_{1600}$ - 0,62-0,81 по сравнению с 1,13 в сагырской свите).

На диаграмме Успенского-Вассоевича, отражающей зависимость битумоидного коэффициента от концентрации Сорг в породе, в изученном разрезе сагырской и неличенской свит практически все образцы расположены в одной области. С учётом данных группового состава и химической структуры ХБ они относятся к сингенетичным и паравтохтонным битуминозным разностям. Исключение составляют два образца из неличенской свиты, в которых битумоидный коэффицент почти на порядок выше (124-127%) и которые могут рассматриваться как аллохтонные битумоиды. Вместе с тем, учитывая очень низкие концентрации Сорг (0,14%), их можно отнести к парааутохтонным, исходя из того, что «осадки, бедные ОВ могут обогащаться битумоидом за счёт смежных более богатых ОВ осадков вследствие процессов перераспределения, т.е. миграции парааутохтонного характера, носящими локальный характер» [4].

По составу индивидуальных нсыщенных УВ масляные фракции ХБ как сингенетичных, так и парааутохтонных ХБ однотипны между собой. Для них характерно равномерное одномодальное распределение н-алканов с высоким содержанием относительно низкомолекулярных гомологов и максимумом распределения в области $нС_{15}$-$нС_{18}$. Соотношение изопреноиды/н-алканы 0,12-0,31, что характерно для ОВ сапропелевого типа. Величины отношений пристан/фитан изменяются в широких пределах 0,61-2,13. В большинстве образцов фитан преобладает над пристаном. Низкие значения отношений изопреноиды/н-алканы, а также пристан/н-гептадекан и фитан/н-октадекан указывают на хорошую сохранность ОВ.

Характерной особенностью полициклических УВ является присутствие трициклических алканов. Пентациклические насыщенные УВ (гопаны) характеризуются повышенным содержанием трисноргопана, низкой долей моретанов, высоким содержанием гомологов гомогопана относительно гопана, повышенными значениями отношений гомогопанов $С_{35}/С_{34}$.

Перечисленные выше особенности состава и распределения биомаркеров указывают на ОВ морских отложений, накапливавшихся в восстановительных условиях диагенеза, характерных и для ОВ сагырской и неличенской свит.

Низкие значения отношений изопреноиды/н-алканы, а также пристан/н-гептадекан и фитан/н-октадекан указывают на хорошую сохранность ОВ. Об этом свидетельствуют также данные о высоком содержании ванадиловых (2837 мг/100г) и никелевых (469 мг/100г) порфиринов в ХБ.

Коэффициент нч/ч, близкий к единице и преобладание среди гомогопанов S-изомеров над R-изомерами свидетельствуют о катагенетической зрелости ОВ пород.

Таким образом, по комплексу битуминологических и литологических параметров, в том числе и по составу ХБ, изученные битуминозные толщи близки к типичным доманикоидным образованиям, особенность которых заключается в том, что они одновременно являются нефтематеринскими и нефтесодержащими.

Литература:

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (северо-восток). Якутск: ЯФ СО РАН. 2001. 181 с.
2. Иванов В.В., Клубов Б.А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. М.: Наука. – 1979. – 147с.
3. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. М.: Наука. 1983. 208 с.
4. Методы битуминологических исследований. // В.А. Успенский, О.А. Радченко, А.И. Горская, А.П. Шишкова. Л.: Недра. 1975. С.243-244

ТИПОМОРФИЗМ БИОТИТОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МАССИВА

Иванов А.И.,[1] Бикбаева Е.Е.,[1] Кравченко А.А.,[1,2] Прокопьев И.Р.[3,4]
[1] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
[2] Северо-Восточный федеральный университе им. М.К. Аммосова, г. Якутск
[3]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
[4] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Типоморфизм породообразующих минералов широко используется для установления условий образования различных типов магматических пород и определения их формационной принадлежности. В частности биотит, как один из наиболее информативных минералов, используется для характеристики условий образования содержащих его пород, а также для оценки их рудоносности [6,4,2].

Породы Джелтулинского щелочного массива относятся к мезозойской эпохе тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита и расположены в северо-восточной части Тыркандинского золоторудного района. Вмещающими породами массива являются докембрийские метаморфические комплексы (В.Г. Ветлужских, 1990). Джелтулинский массив имеет площадь выхода на дневную поверхность около 120 км^2. В строении массива выделяются шесть групп пород [3]:

1. Пуласкиты (лейкократовые щелочные сиенит-порфиры и сиениты) краевой части массива
2. Субщелочные сиенит-порфиры и сиениты центральной части массива
3. Лаурвикиты (штоки щелочных меланократовых сиенит-порфиров)
4. Гранодиориты (в данной работе не рассматриваются)
5. Дайки щелочных и субщелочных сиенитов
6. Трахиты

По данным Rb-Sr датирования возрастной интервал формирования пород массива (1, 5 и 6 группы) составляет 138-109 млн. лет [3]. В пространственной ассоциации с первой группой пород обнаружены положительные аномалии Th и U, с пятой группой пород – Au и Ag [3].

Биотиты магматических образований Джелтулинского массива были изучены при микрозондовых исследованиях выполненные прибором JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCAEnergy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ в ИГАБМ СО РАН.

Глиноземистость биотита является показателем щелочности расплава из которого он образуется [1]. На диаграмме Si/Al – (Mg+Fe)/Al (рис. 1) точки биотитов пород первой группы располагаются в поле V, что характерно для слюд аннит-флогопитового ряда и свидетельствует о повышенной щелочности исходного расплава, биотиты пород второй и третьей группы – находятся в поле IV и V, т.е. относятся к истонит-сидерофиллитовому и аннит-флогопитовому ряду и принадлежат как к щелочным, так и субщелочным расплавам. Точки составов биотитов даек и тела трахитов практически целиком ложатся в поле IV (истонит-сидерофиллитовый ряд) и характеризует субщелочную специфику их расплава.

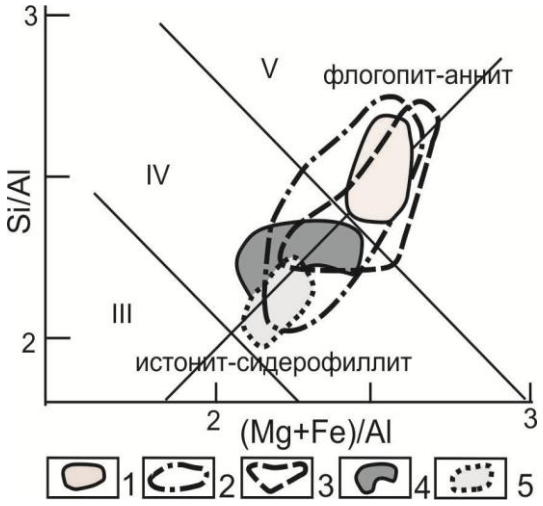


Рис. 1. Положение точек составов биотитов магматических пород Джелтулинского массива на диаграмме щелочности-глиноземистости.

Поля щелочности [4]: III-IV – субщелочные, V – щелочные. Биотиты пород массива: 1 – пуласкитов, 2 – щелочно-земельных сиенитов; биотиты пород секущих массив тел: 3 – лаурвикитов, 4 – дайки сиенитов, 5 – трахитов.

Исходя из расчетов [5,7], на фоне снижения температур кристаллизации биотитов первой (рис. 2), второй и третьей групп пород (761-724°С, 770-634°С, 751-706°С) наблюдается понижение потенциала калия (соответственно 13,59-12,53%, 13,61-8,99% и 13,8-13,13%), при этом железистость (f) биотитов первой и второй групп пород уменьшается (45,09-40,21%, 45,35-32,26%) в отличие от биотитов пород третьей группы, где наблюдается обратная тенденция 42,46-47,22%. При этих же температурных диапазонах отмечается рост потенциала кислорода в биотитах первой и второй групп пород ($-\log fO_2$=13,19-12,33, 13,19-9,9) (см. рис. 2), а также потенциала воды ($\log fH_2O$=3,76-4,35, 3,77-5,5), в отличие от биотитов пород третьей группы ($-\log fO_2$=12,31-13,32, $\log fH_2O$=4,34-3,79). Стоит отметить более окислительные условия в процессе кристаллизации биотитов в породах

второй группы и более восстановительные условия в биотитах пород третьей группы. Кристаллизация биотитов маломощных тел (пятая и шестая группы пород) протекала при относительно низком, по сравнению с породами массива, потенциале калия (9,21-9,78% в породах даек и 9,22-9,27% в трахитах) на фоне общего снижения температур 714-694°С, 635-625°С и железистости (f) 45,49-36,62%, 52,31-47,87% соответственно. Биотиты пород пятой и шестой групп в отличие от биотитов пород массива кристаллизовались в более восстановительных условиях $-\log fO_2$=14,56-10,66, $\log fH_2O$=3,47-5,46 и $-\log fO_2$=12,83-13,21, $\log fH_2O$=4,99-4,89.

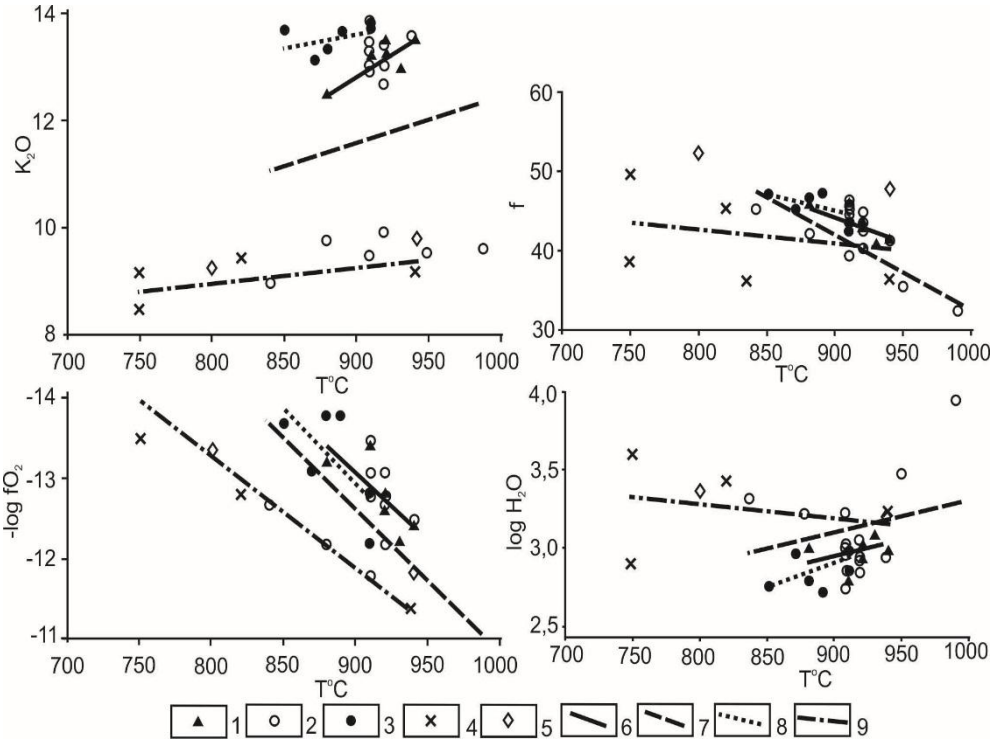


Рис. 2. Параметры кристаллизации биотитов магматических пород Джелтулинского массива.

Расчеты параметров биотитов по [5,7]. Усредненные тренды рассчитаны в *Excel*. Точки составов биотитов: 1 – пуласкитов, 2 – щелочно-земельных сиенитов, 3 – лаурвикитов, 4 – даек сиенитов, 5 – трахитов; тренды: 6 – пуласкиты, 7 – щелочно-земельные сиениты; 8 – лаурвикиты, 9 – дайки сиенитов, тело трахитов.

По соотношению железистости и содержаниям фтора (рис. 3) биотитам производных мантийных расплавов соответствуют в полном количестве только биотиты из первой группы пород. Биотиты второй и третьей групп соответствуют производным как мантийных расплавов так и габбро-гранитных серий. В биотитах пятой и шестой групп фтора не обнаружено.

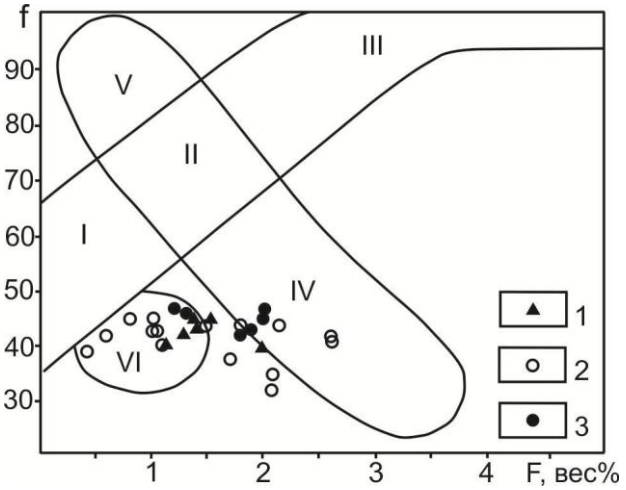


Рис. 3. Соотношение фтористости и железистости биотитов в магматических породах Джелтулинского массива.

Поля диаграммы [1]: I-II-III – биотиты производных диорит-гранитной серий, IV-V – биотиты производных габбро-гранитных серий, VI – производных мантийных расплавов. Биотиты: 1 – пуласкитов, 2 – щелочно-земельных сиенитов, 3 – лаурвикитов

Таким образом, из приведенных исследований типоморфных характеристик биотитов магматических образований Джелтулинского массива можно сделать следующие выводы:

Температуры кристаллизации биотитов пород первой, второй и третьей группы колеблются в интервале 990-840^{o}C со средним значением 909^{o}C, пород пятой и шестой групп в интервале 940-750^{o}C со средним значением 833^{o}C.

При формировании первых трех групп пород обнаружено понижение потенциала воды с понижением температуры кристаллизации биотитов. При формировании пород пятой и шестой группы, напротив обнаружено повышение потенциала воды с понижением температуры кристаллизации.

Типоморфные характеристики биотита, как показатели эволюции расплава и физико-химических условий, существовавших на момент кристаллизации, указывают на более окислительные условия и высокий потенциал калия для пород массива вблизи аномалий Th и U (первая группа пород) и более восстановительные условия с меньшим потенциалом калия для пород вблизи аномалий Au и Ag (пятая группа пород).

Исследованные биотиты соответствуют производным, как мантийных расплавов, так и габбро-гранитных серий.

Литература:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. – М.: Недра, 1986. 192 с.

2. Коренбаум С.А. Типоморфизм слюд магматических пород.М.: Наука. 1987. 144 с.

3. Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология №5, 2014. С. 43-53.

4. Маракушев А.А., Татарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АНСССР. Сер. Геол. 1965. №3. С. 20-37.

5. Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P., Reed, S.J.B., Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North Americanporphyry copper deposits // Contribution to Mineralogy andPetrology 89. 317–329.

6. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application //Amer. Mineral. 1985. N 9. P. 1228–1272.

7. Yavuz F. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect:I–definitions and structure ofthe computerprogram MICA // Computers&Geosciences 29 (2003). 1203–1213.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ПОРОД МИНОРСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ

Иванов Н.Н.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Изученный участок проведенных исследований располагается в пределах Некурского золоторудного месторождения, пространственно и генетически связаного с Минорской зоной смятия, длительная структурная эволюция которой сопровождалась формированием сложнопостроенной метаморфогенно-гидротермальной системы. Вмещающие горные породы представлены алевропелитовой толщей верхнего карбона и нижней перми, в низах разреза которой картируются грубозернистые горизонты, обладающие резко изменчивыми мощностями при широком разнообразии текстурных рисунков.

Алевролиты - темно-серые, от крупно- до мелкозернистых, глинистые. По вещественному составу обломочных компонентов алевролиты относятся к олигомиктовой группе и имеют аналогичный с песчаниками минеральный состав (кварц - 50-70%; полевых шпатов до 20-30%) и характерную алевролитовую и порфиробластовую структуру. Цементирующая масса (20-40%) состоит из агрегатов хлорита, гидрослюды и дисперсной органики.

Песчаники - светло-серые, серые, мелко- и среднезернистые полимиктовые. Текстура песчаников массивнаяи, в разной степени, сланцеватая. Обломочныйматериал хорошей и средней сортировки и окатанности, представлен кварцем (40-65%), плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами (20-40%). Цемент песчаников преимущественно пленочно-поровый или порово-контактовый хлорито-гидрослюдисто-серицитовый.

В структурном отношении месторождение, как и вся зона в целом, имеет линзовидно-полосовое строение, проявленное в последовательном чередовании в широтном направлении меридионально вытянутых тектонических блоков малодеформированных горных пород и разделяющих их узких контрастных зон интенсивного рассланцевания. Последние по существу являются локальными крутоориентированными тектоническими потоками (Паталаха, 1986), главным атрибутом которых является динамометаморфическиое ламинарное течение горных пород, сопровождающееся формированием интенсивного кливажа.

Указаннные зоны характеризуются метаморфизмом цеолитовой и зеленосланцевой фаций, отчетливо отбиваются и достаточно уверенно прослеживаются при детальном структурном картировании характерным набором индекс-элементов на слоевом, породно-минеральном и элементарном уровнях (Фридовский, Полуфунтикова, 2000; Фридовский, 2002).

Целью проведенных петроструктурных исследований являлось определение характера преобразования морфологического облика горных пород на минерально-зерновом уровне в условиях стресс-метаморфизма.

Методика исследований предполагала отбор ориентированных образцов, изготовление прозрачных шлифов в двух взаимно перпендикулярных сечениях, морфометрические наблюдения за изменением формы и размеров кластических зерен породообразующих минералов, подсчет содержания минералов-носителей сланцеватости.

Как свидетельствуют полученные результаты, отношение линейных размеров длинных осей деформированных зерен к коротким (т.н. петроструктурный коэффициент деформированности $К_д$) служит естественным тензодатчиком интенсивности палеотектонического режима и его пространственной ориентации. По величине $К_д$ выделяются блоки, сложенные породами без видимых следов стресс-деформаций ($К_д$ близко к единице), разделяемые узкими (первые десятки метров) достаточно протяженными (сотни метров) зонами интенсивной дисслоцированности пород ($К_д$=2,0-4,5) с ярко выраженными структурными формами, отражающими процессы тектонического течения.

Количественный расчет величин компонент тензора деформации, проведенный по деформированности минеральных зерен по методике Е.И.Паталахи (1985), показал для этих зон следующие значения: $Е_а$=+70%, $Е_в$=+7%, $Е_с$=-39%. Директивная упорядоченность минеральных зерен отвечает элементам: Аз.пад.270-300^о, угол пад.70-80^{о}и соответствует пространственному положению близдолготно и крутоориентированного тектонического потока.

Для характеристики деформированности горных пород важную роль играет и относительное количество минералов-носителей сланцеватости, главными из которых являются слоевые силикаты (серицит, гидрослюды, хлориты). Соотношения двух численных показателей: петроструктурного коэффициента и содержания минералов-носителей сланцеватости, позволяют с достаточной строгостью количественно охарактеризовать степень дефоормированности горных пород и могут служить «мерой и весом» выделения динамометаморфических структур горных пород.

Характеристика динамометаморфических структур Минорской зоны смятия

Группы петроструктур	Морфологические типы структур (по Чикову и др., 1988)	Морфометрические показатели		Общая характеристика условий формирования	Процесс	Сопутствующий структурный тип складчатости
		Коэффициент деформированности зерен	Количество минералов носителей сланцеватости			
Седиментные	Средне-, мелкозернистые псаммитовые и алевропелитовые	1	5%	Изменение пород в условиях катагенеза со слабым развитием процессов коррозии, растворения, регенерации	Катагенез	Отлогая складчатость. Углы падения крыльев до 30 градусов.
Динамо-метамор-фические	Пластинчато-сдвиговый	1	5-10%	Неравномерное разрушение пород в условиях стресса и скольжения отдельных литонов по кливажным плоскостям	Ламинарное скольжение	Открытая и закрытая складчатость. Углы падения крыльев – 30-70 градусов.
	Катакластический	1,5 - 3,5	5-20%	Механическое разрушение пород (будинаж скола и отрыва, вращение обломков, развальцевание), ориентированный бластез, протомилонитизация	Катакластическое течение	Изоклинально-линзовидная складчатость (сжатые, собственно изоклинальные складки). Углы падения крыльев – 70-90 градусов
	Линзовидно-сегрегационно-струйчатый	4,0 и более	> 50%	Деформация пород с существенной перекристаллизацией, интенсивная милонитизация		

Сводным результатом микроструктурно-петрографических наблюдений явилось выделение для Миноской зоны смятия вслед за исследователями Иртышской линеаментной зоны (Чиков, 1988) характеристических морфологических типов петроструктур и анализ их пространственного размещения (см.таблицу). Так в пределах изученного участка обозначены седиментная и динамометаморфическая группа структур горных пород, последняя из которых подразделена на типы и подтипы. В целом, сверху вниз по таблице идет нарастание степени деформированности горных пород, характеризующееся последовательной сменой типично осадочных псаммитовых и алевропелитовых структур через пластинчато-сдвиговый морфологический тип к собственно катакластическим структурам тектонического течения пород.

В пространственном размещении блоков пород с характерными типами структур выявляется отчетливая закономерность. Недеформированные или слабо деформированные породы преобладают в участках отлогой и открытой складчатости, а породы с катакластическими типами структур – в зонах изоклинальной складчатости.

Основные выводы из петрографических структурных наблюдений следующие:

1. На породно-минерально-зерновом уровне показан принципиальный факт тектонического течения пород Минорской зоны смятия.
2. Морфометрические и микроструктурные исследования на минерально-зерновом уровне однозначно указывают на близдолготное и крутоориентированное положение тектонического потока.
3. Пространственное положение морфологических типов петроструктур объективно отражает ход эволюционного преобразования пород в условиях стресс-метаморфизма и во многом определяет закономерности формирования и развития единой метаморфогенно-гидротермальной рудообразующей, рудораспределяющей и рудоконтролируюшей системы Минорской зоны смятия.

Литература:

1. Чиков Б.М. Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линеаментных зон динамометаморфизма // Геология и геофизика. 1988. №1.С.18-26

2. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М.: Недра. 1985. 168 с.

3. Паталаха Е.И., Смирнова А.В. Введение в морфологическую тектонику (сравнительный анализ и систематика природных деформаций на термодинамической основе) – М.: Наука. 1986. 148 с.

4. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Структурно-метаморфические преобразования пород в зонах скалывания // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2000. №2. С.16-20.

5. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. В 2-х томах. Т.1. М.: ГЕОС. 2002. С. 6-241.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТИ И ГАЗА С ПРИМЕНЕНИЕМ ПОЛЕВОГО ЭКСПРЕССНОГО ХРОМАТОГРОФА «ЭХО-В-ФИД»

Калинин А.И.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В районе Якутского свода к настоящему времени уточнены особенности строения и геологического развития перспективных территорий, охватывающих обширные склоны указанного поднятия.

До последнего времени, в частности до начала второго десятилетия XXI века Якутское поднятие рассматривалось как относительно небольшой погребенный выступ субширотного простирания и оценивалось как бесперспективное на нефть и газ. Однако после пересмотра и переоценки представлений о его строении в новых уточненных и значительно расширенных границах Якутского сводового поднятия как потенциально нефтегазоносные рассматриваются его северный, восточный и южный склоны, обращенные в сторону крупных депрессий [5].

В этой связи особый интерес представляет северный склон Якутского поднятия. Здесь гидрогеологическими скважинами, пробуренными в начале 80-х годов прошлого столетия в районе поселков Борогонцы и Кептени были вскрыты нижнемеловые песчаники, содержащие подмерзлотные воды высокой газонасыщенности (газовый фактор 35 − 45%). В газе преобладал метан (84 − 98%). В некоторых скважинах были зафиксированы выходы свободного газа. Из отложений нижнего мела и верхней юры в Намской опорной скважине был получен приток пластовых вод с растворенным газом.

В частности, в качестве перспективной здесь может являться зона, протягивающаяся в широтном направлении от района расположения Ивановской параметрической скважины на запад к Намской скважине. В этой зоне предполагается выклинивание пермских и триасовых отложений, моноклинально вздымающихся на северный склон Якутского поднятия в южном направлении [1].

Полевые исследования по геохимическому опробованию проводились параллельно сейсмического профиля №930401 в бассейне реки Танда (левый приток нижнего течения реки Алдан), в субмеридиональном направлении, с юга на север, от окрестностей поселка Баягантая ниже по реке Танда на протяжении примерно 50 км. Геологически объект работ находится на северном склоне Якутского свода.

Было опробовано 76 точек. Произведен анализ предконцентрированных проб с помощью полевого переносного газового хроматографа. Расстояние между пунктами опробования составляло 500-600 м.

На основе усредненных концентраций веществ для каждой точки опробования были построены графики распределения усредненных концентраций веществ по профилю предоставленные на рисунках:

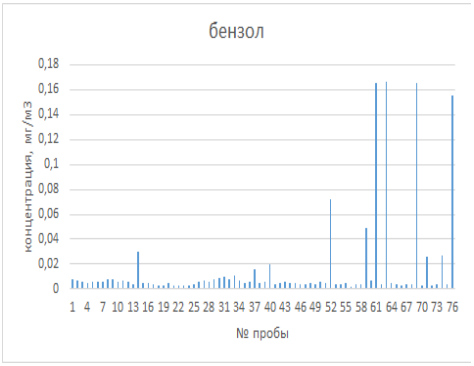


Рис. 1. Распределение концентраций бензола

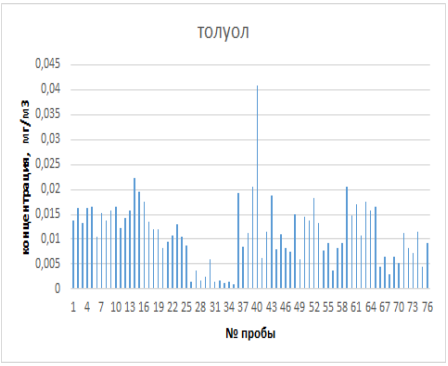


Рис. 2. Распределение концентраций толуола



Рис. 3. Распределение концентраций этил-бензола

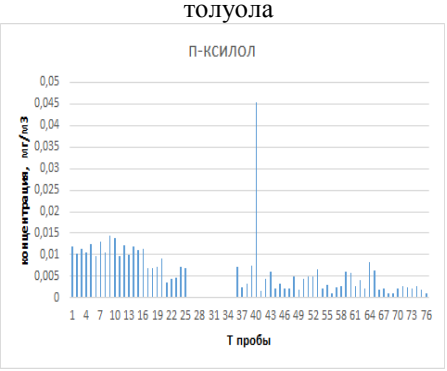


Рис. 4. Распределение концентраций п-ксилола

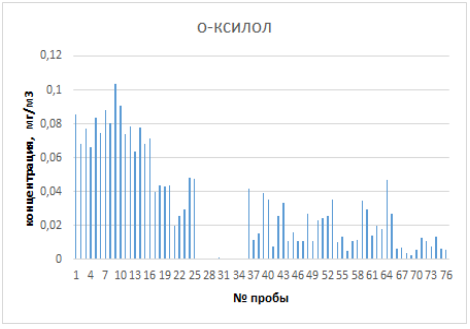


Рис. 5. Распределение концентраций о-ксилола

За фон были приняты данные, определенные графически и аналитически:
Бензол – 0,01 мг/м^3 Толуол – 0,15 мг/м^3 Этил-Бензол – 0,01 мг/м^3 П-ксилол – 0,0075 мг/м^3 О-ксилол – 0,015 мг/м^3

Как видно из представленных рисунков концентрации исследуемых веществ не совпадают, отмечаются зоны пиковых концентраций одних веществ, при одновременном отсутствии других, это связано как с разными миграционными

свойствами веществ, так и с составом пластового газа. В частности, бензол характеризуется лучшими миграционными свойствами, чем толуол.

Кроме того, как следует из разных источников, в целом содержание толуола в нефтях больше чем бензола. Это отмечают исследователи занимавшиеся геохимией в Западной Сибири [4,7], это известно из данных полученного состава конденсата Средне-Тюнгского и Отраднинского месторождений. Можно предположить, что это верно и для исследуемой площади.

При миграции УВ в вышележащие отложения и на дневную поверхность концентрация бензола будет увеличиваться, в результате перераспределения, за счет его лучшей миграционной способности, в зонах характеризующихся более низкой проницаемостью отложений, относительно других. И наоборот концентрация толуола будет увеличиваться в зонах достаточно высокой проницаемости.

Параметром, который характеризует эти различия является отношение концентраций бензол/толуол (Б/Т). Исследователи считают этот параметр важным показателем миграции углеводородов который может характеризовать ее направление и дальность [6]. На рисунке 6 показано распределение параметра Б/Т вдоль профиля.

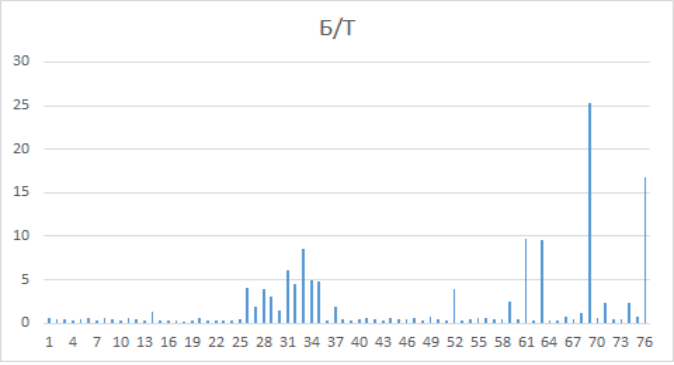


Рис. 6. Распределение параметра Б/Т по профилю вдоль р. Танда

Как видно из рис.6, показатель Б/Т подчеркивает относительное изменение концентраций бензола и толуола, что может служить признаком наличия экранирующих отложений.

В целом арены склонны образовывать кольцевые аномалии вокруг структур, что отмечается в ряде источников [2,3,4]. И таким образом можно проинтерпретировать графики распределения концентраций этил-бензола, о-ксилола и п-ксилола. Как видно концентрации этих веществ постепенно уменьшаются к северу, что дает возможность предположить, наряду с данными анализа концентраций бензола и толуола, о возможном наличии в северной часть профиля экранирующей структуры, с одной стороны, а само наличие повышенных абсолютных концентраций аренов, сравнимых с концентрациями над Средне-Вилюйским месторождением, говорит о наличии источника их миграции в данной области.

Однако сложно делать однозначные выводы на основании только одного профиля.

Литература:

1. Егошин А.А Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Заречной площади за 1993-1994г.г.(Заречная с/п N4/93-94). 1994. ГГП "Якутскгеофизика"

2. Карташев Е.В., Балдин М.Н, Грузнов В.М. Особенности применения пассивных концентраторов для геохимической съемки при поиске залежей нефти и газа. // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2012 – том 1

3. Кременицкий А.А., Пилицин А.Г., Инноватов А.П., Грузнов В.М. Геохимические методы прогноза и поисков нефтегазовых месторождений. // Разведка и охрана недр. – 2010 - №5, с.63-69.

4. Курчиков А.Р., Белоносов А.Ю., Тимшанов Р.И. Результаты проведения геохимических нефтепоисковых исследований на юге Западной Сибири. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. Т. 3.

5. Ситников В.С. Отчет по Государственному контракту №1132 от 17 июля 2011 года на выполнение научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ: "Оптимизация региональной тектонической и нефтегазогеологической основы для размещения геологоразведочных работ на нефть и газ в центральных районах Западной Якутии с уточнением прогнозной оценки ресурсов углеводородов" (окончательный отчет за 2011-2013 гг.). ИПНГ СО РАН.

6. Старобинец И.С. «Газогеохимические показатели нефтегазоносности и прогноз состава углеводородных скоплений» М.: Недра. 1986.

7. Тимшанов Р.И. Диссертация «Особенности распределения бензола и толуола в подпочвенных глинах как поисковый критерий нефтеносности на юге Западной Сибири». Новосибирск. 2014.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХАПЧАГАЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

Калинин А.И.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В ходе проведения полевых работ на северном склоне Якутского поднятия были получены контрастные аномалии. В связи с этим возникла необходимость получения эталонного геохимического материала для уточнения природы полученных геохимических данных на северном склоне Якутского поднятия.

Полевые работы по геохимическому опробованию по программе прямых методов поисков нефти и газа с использованием переносного хроматографа проведены Институтом проблем нефти и газа СО РАН в юго-западной части Хапчагайского поднятия. Последнее расположено в нижнем течении р.Вилюй вблизи от центральной приосевой части Вилюйской синеклизы и ориентировано в субширотном направлении. Его сводовая часть осложнена рядом антиклинальных структур, контролирующих установленные в их пределах единоименные

газоконденсатные месторождения (с запада на восток: Средневилюйское, Толонское, Мастахское, Соболохское, Бадаранское, Нижневилюйское).

Геохимические исследования выполнены по маршруту пересекающему южную правобережную часть Средневилюйского газоконденсатного месторождения и прилегающей к нему Северо-Дымшайдахский лицензионный участок, перспективы газоносности которого достаточно велики.

Полевые работы по геохимическому опробованию проводились непоредственно вдоль дороги от федеральной трассы «Вилюй» до пос.Кызыл-Сыр. Ориентировочная протяженность профиля 15 км. Заезд на территорию полевых работ осуществлялся по федеральной трассе «Вилюй».

Работы на Средне-Вилюйском месторождении по геохимическому опробованию проводились с экспериментальными целями, чтобы узнать как ведет себя геохимический профиль, на границе известного месторождения, проведенный с помощью используемой нами методики.

В результате работ были получены графики представленные на рисунках:

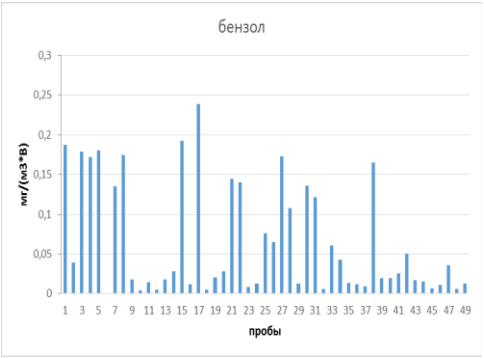


Рис. 1. Распределение концентраций бензола по профилю на Средне-Вилюйском месторождении.

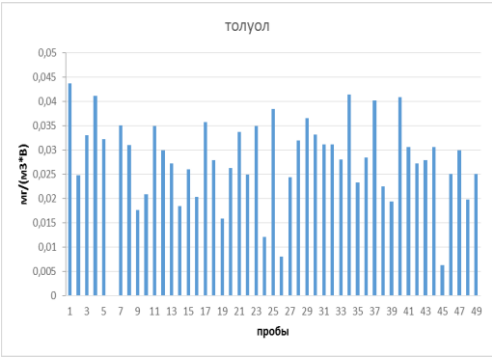


Рис. 2. Распределение концентраций толуола по профилю на Средне-Вилюйском месторождении.

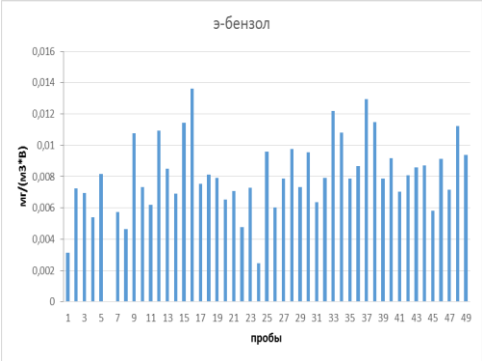


Рис. 3. Распределение концентраций э-бензола по профилю на Средне-Вилюйском месторождении.

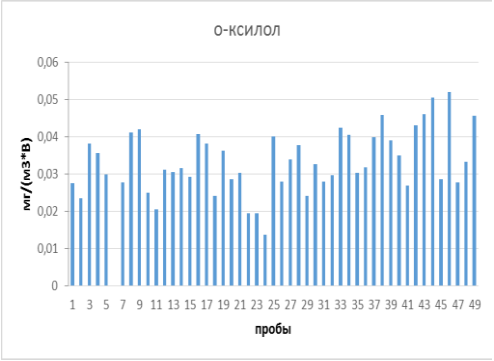


Рис. 4. Распределение концентраций о-ксилола по профилю на Средне-Вилюйском месторождении.

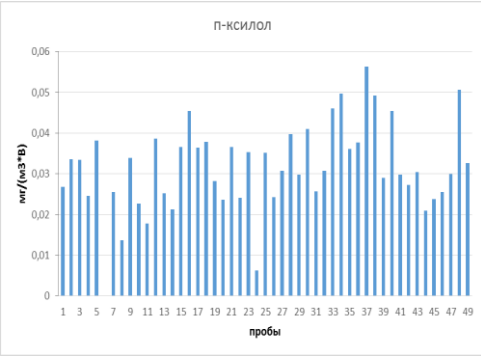


Рис. 5. Распределение концентраций п-ксилола по профилю на Средне-Вилюйском месторождении

Как видно из представленных рисунков поведение концентраций аренов различны: концентрации бензола в целом уменьшатся к концу профиля (то есть выходя за пределы самого месторождения), в то время как концентрации остальных веществ не сильно изменяются. Это может быть объяснено тем, что, возможно, ареал рассеивания флюидов толуолов, этил-бензола и ксилолов больше чем у бензола и уменьшение концентраций этих веществ должно быть дальше от месторождения. Кроме того относительно недалеко от Средне-Вилюйского месторождения имеется намеченная структура, где есть нефтепроявления, и вероятно, геохимические аномалии могут накладываться друг на друга.

Также следует отметить, что полученные данные об абсолютных концентрациях ароматических углеводородов в районе нефтегазового месторождения достаточно показательны и могут быть использованы при сравнении с данными из других исследуемых районов.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА НЕФРИТА В БУРЯТИИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Кислов Е.В.
Геологический институт СО РАН, Бурятский госуниверситет, г. Улан-Удэ

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, известный человечеству с давних времен и пользующийся повышенным спросом в Китае. Наибольшим спросом пользуется белый нефрит, а также изумрудно-зеленый с минимальным содержанием включений рудных минералов и повышенной просвечиваемостью. На территории Западного и Восточного Саянов, Юго-Западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья находятся все важнейшие месторождения нефрита России. Определенные перспективы связываются с Уралом, Приамурьем и Якутией. К настоящему времени в России известно около 60 месторождений и проявлений этого камня.

В Бурятии находится основная часть российских балансовых запасов нефрита Российской Федерации (94,9 % нефрита-сырца и 92,8 % - сортового камня). По состоянию на 1 января 2014 г. по 16 месторождениям Бурятии учтены запасы: C_1 –

5387,8 т нефрита-сырца (1620,6 нефрита сортового) и C_2 – 17168,2 т нефрита-сырца (4987,7 нефрита сортового, в том числе ювелирного 205,5 т).

Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа: апосерпентинитовых метасоматитов офиолитов (апоультрамафитовый, иногда выделяют также апомафитовый [2]) и аподоломитовых тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнов (апокарбонатный). При этом существуют различные точки зрения на роль метасоматических или динамометаморфических процессов в нефритообразовании. Месторождения первого типа - источник зеленого нефрита, в Бурятии сосредоточены на юго-западе: Окинский, Тункинский, Закаменский районы, за исключением Парамского месторождения на северо-востоке, в Муйском районе. Месторождения второго вмещают более редкий и дорогостоящий светлоокрашенный нефрит и группируются на северо-востоке Бурятии, в Баунтовском эвенкийском и Муйском районах. К экзогенным относится формация россыпей, обычно тесно связанных с коренными источниками.

Изучением нефритовых объектов в 1960-1990-е занималась экспедиция «Байкалкварцсамоцветы». Большинство месторождений находится в труднодоступной местности, сложных горно-геологических условиях, нередко в процессе поисково-оценочных работ выявленные запасы отрабатывались.

В настоящее время в Бурятии официально эксплуатируются 9 месторождений нефрита (табл. 1). Добыча нефрита постоянно увеличивается: в 2006 г. - 750,7 т нефрита-сырца и 229,2 т нефрита сортового, 2008 г. - 930/272, 2010 г. - 1054,3/324,9, 2012 г. - 1591/465,8, 2014 г. - 1068/390.

Официальная геология недостаточно внимания уделяла россыпным проявлениям. Они не разведаны, несмотря на повышенный спрос на «окатыш» со стороны китайских потребителей. Окатыши, особенно белые с корками бурого, красного, черного цвета, вызванными развитием гидроксидов железа и марганца с внешней поверхности, используются в Китае для каменной резьбы, украшения интерьеров и как объект инвестирования.

Помимо официальной, широко развернулась нелегальная добыча нефрита «черными копателями». Она началась в связи с началом социально-экономических реформ в начале 1990-х годов. Нелегальная добыча охватила большинство месторождений и проявлений, включая официально неизвестные. Расцвет хищнической добычи наступил в 2010 г. Добыча нефрита, особенно нелегальная, стала контролироваться организованной преступностью. В результате достоверность числящихся на балансе запасов, апробированных ресурсов в ряде случаев сомнительна.

Республика Бурятия предприняла неудачную попытку декриминализации и, в чем-то, монополизации нефритовой отрасли. Было принято Постановление Правительства Республики Бурятия от 20.01.2009 г. № 14 «О концепции развития нефритовой отрасли Республики Бурятия на 2009-2011 годы». Но поставленные задачи усиления роли республиканской власти, увеличения добычи и переработки нефрита, изготовления и реализации на территории Бурятии ювелирных и сувенирных изделий не были выполнены.

Таблица 1

Эксплуатируемые месторождения нефрита на территории Бурятии

Месторождение	Компания	№ лицензии	Добыча в 2014 г., т	Запасы на 01.01.2015, т	
				C_1	C_2
Окинский район					
Оспинское (жилы № 7, № 32)	ОАО «Байкалкварцсамоцветы»	УДЭ 12871 ТЭ 3797	396,9 (254,8 сортового, в т. ч. 79,0 ювелирного)	346,78 (286,86 сортового)	3955,4 (1801,4 сортового)
Горлыкгольское (жилы № 10, 36, 37)	ООО Геологическое предприятие «Сибирьгеология»	УДЭ 00770 ТР 770	328,88 (36,94 сортового)		1336,25 (167,31 сортового)
Закаменский район					
Харгантинское	ООО Производственно-технологическое предприятие «Каскад»	УДЭ 00663 ТР 663	60,0 (6,0 сортового)		280,4 (39,5 сортового)
Хамархудинское	ЗАО «МС Холдинг»	УДЭ 15011 ТЭ	-	449,0 (195,5 сортового)	1815,47 (475,03 сортового, в т. ч. 34,6 ювелирного)
Баунтовский эвенкийский район					
Кавоктинское	ООО «Забайкальское горнорудное предприятие»	УДЭ 15831 ТЭ	385,8 (57,2 сортового)		1398,9 (212,1 сортового, в т. ч. 64,8 ювелирного)
Хайтинское	Улан-Удэнская местная религиозная организация - буддийская община «Дхарма»	УДЭ 14006 ТЭ 4932	45,39 (13,40 сортового)		276,96 (74,4 сортового)
Муйский район					
Голюбинское	ООО «Голюбэ»	УДЭ 13974 ТЭ 4900	119,8 (33,2 сортового)	696,5 (228,8 сортового)	2823,8 (744,9 сортового)
Нижне-Олломинское	ООО «Аллами»	УДЭ 15012 ТР	55,75 (12,54 сортового)		155,73 (33,55 сортового)
Сергеевская залежь	ООО «Самоцветы»	УДЭ 01589 ТЭ	20,25 (2,79 сортового)		177,95 (24,25 сортового)

Затем были предприняты неудачные попытки законодательной инициативы. Первоначально нефрит попытались перевести в общераспространенные полезные ископаемые, чтобы установить над ним контроль республиканских органов власти. Затем попытались, наоборот, приравнять его к драгоценным камням, чтобы распространить на его незаконный оборот уголовную ответственность.

В 2012 г. начался курс на декриминализацию нефритовой отрасли федеральных органов власти. Правоохранительные органы начали активнее пресекать нелегальную добычу путем проведения рейдов и создания контрольно-пропускных пунктов в местах добычи. Активизировалась выдача лицензий на перспективные участки по конкурсу. Проводится согласование в органах Росприроднадзора выдачи экспортных лицензий. Единственным уполномоченным опостом в России на проведение таможенных операций по декларированию нефрита стал Улан-Удэнский таможенный пост, через который в 2014 г. было экспортировано 253,88 нефрита.

В настоящее время подготавливаются к эксплуатации месторождения: Воймаканское светлого нефрита – ЗАО «МС Холдинг», УДЭ 15010 ТР, в 2014 г. показана добыча 0,5 т; участок Привальный (Парамское месторождение зеленого нефрита) – ООО «Забайкалгеопром», УДЭ 01637 ТР (оба – Муйский район); жилы Новая (C_1 – 71,34 т, 7,42 т сортового, C_2 – 57,25 т, 5,66 сортового), Гигант (C_1 – 434,88 т, 128,7 т сортового), № 8 (C_2 – 155,47 т, 21,856 сортового) Горлыкгольского месторождения зеленого нефрита – ООО Геологическое предприятие «Сибирьгеология», УДЭ 01690 ТЭ (Окинский район).

Геолого-поисковые и геологоразведочные работы проводятся на участках Окинский площадью 116,1 км^2 с прогнозными ресурсами зеленого нефрита P_1 – 9,6 т, P_3 – 1381 т (в т. ч. 193 т россыпного) – ООО «Русская нефритовая компания», УДЭ 15423 ТР, 16.10.2012 (Окинский район); Баунтовский 1-2 площадью 1906,06 км^2 с прогнозными ресурсами светлого нефрита P_1 – 183,1 т, P_3 – 1991 т (в т. ч. 56 т россыпного) – ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», УДЭ 15635 ТР (Баунтовский эвенкийский район).

6 ноября 2015 г. в конкурсе на участок Окинский-2 (Окинский район) площадью 154,42 кв. км победило ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», получив лицензию УДЭ 15964 ТР. В пределы площади вошли месторождения зеленого нефрита (с запада на восток): Оспинское (жилы №№ 6, 8, 11а, 21, запасы по C_1 – 979,6 т, 358,7 т сортового, C_2 – 266,1 т, 86,6 сортового, в т. ч. 13,2 ювелирного, забалансовые – 71,5 т, 57,5 сортового, в т. ч. 40,1 ювелирного), Горлыкгольское (жила №№ 5, 39, запасы по C_1 – 2661,58 т, 492,82 т сортового, C_2 – 2492,31 т, 738,28 сортового.), Поле чудес (по C_2 171,0, 54,0 сортового), россыпь руч. Хуша-Гол (97,0, 35,0), Арахушанжалгинское месторождение (903,1, 329,9). Итого запасы по категориям C_1 - 1819,1 т, C_2 - 3576,1 т, забалансовые - 71,5 т нефрита-сырца, по категориям C_1 - 600,9 т, C_2 - 1189,5 т сортового, забалансовые - 57,3 т, прогнозные ресурсы нефрита по категории P_3 2140 т. На территории участка имеется ряд перспективных проявлений, открытых и эксплуатировавшихся «черными копателями» (например, Болотный, иначе называемый Асадуллинская яма).

25 декабря 2015 г. объявлено еще 3 конкурса. Хохюртовская площадь зеленого нефрита размером в 120,0 кв. км и прогнозными ресурсами по категории P_1 20,4 т находится в Закаменском районе. Улан-Ходинское месторождение зеленого нефрита в Окинском районе площадью 16,65 кв. км включает балансовые запасы категории C_2: нефрит-сырец – 61,4 т, нефрит сортовой 15 т, категории C_2, не учитываемые ГБЗ РФ и ТБЗ РБ: нефрит-сырец – 396,8 т, нефрит сортовой 88,6 т,

прогнозные ресурсы по P_2 - 80 т. Хуша-гольский участок зеленого нефрита площадью 0,34 кв. км также в Окинском районе обладает только прогнозными ресурсами по категории P_1 242 т. Итоги будут подведены 26 апреля 2016 г.

Ряд нефритоносных объектов был включен Федеральным агентством по недропользованию в Перечень участков недр по Республике Бурятия, предлагаемых для предоставления в пользование на 2014 г. и дополнение № 1 к нему. По зеленому нефриту конкурсы проведены или назначены: Привальный, Хохюртовская площадь, Улан-Ходинское месторождение, Хуша-гольский участок. Но светлому нефриту конкурсы или аукционы не объявлялись, хотя они планировались на 4 квартал 2014 г. В Баунтовском эвенкийском районе находятся участки Укшум площадью 297,0 кв. км с прогнозными ресурсами по категории P_3 101 т; Заячий 94,9 кв. км, 70 т; Кривая 231,9 кв. км, 90 т. Участок Богунда площадью 363,0 кв. км и прогнозными ресурсами по категории P_3 290 т находится на стыке Баунтовского эвенкийского, Баргузинского, Курумканского районов.

В нераспределенном фонде в Окинском районе остается Зун-Оспинское месторождение: по C_2 10,1 т, нефрита-сырца, 1,0 сортового. В Тункинском районе находятся два месторождения зеленого нефрита: Болдокитское (388,2, 74,1) и Хангарульское (410,0, 81,9), чья эксплуатация невозможна, поскольку они находятся на территории Тункинского национального парка.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» предложило следующие основные мероприятия, обеспечивающие экономически выгодное освоение и воспроизводство запасов нефрита, предложенные:

- лицензирование в первую очередь наиболее дорогостоящих объектов нефрита с балансовыми запасами, учитываемыми в нераспределенном фонде недр (с учетом их частичной незаконной разработки);

- поиски новых нефритоносных провинций, районов, полей и месторождений, перспективных для постановки работ с целью геологического изучения и последующей разведки и добычи [1].

Помимо лицензирования и эксплуатации месторождений нефрита необходимо отметить усилия по развитию переработки нефрита. Продолжается развитие камнерезного производства, основанное на опыте еще советских времен, на базе ОАО «Байкалкварцсамоцветы» в с. Смоленщина Иркутской области. ООО «Торговый дом «ОриенталВэй» открыло фабрику по переработке нефрита, добываемого ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», в г. Улан-Удэ. На этой фабрике наряду с российскими мастерами работают резчики из Китая, обучающие местную молодежь.

На наш взгляд, необходимо провести лицензирование максимального числа перспективных на нефрит участков. Государство должно перенести бремя их охраны от «черных копателей» на плечи добросовестных недропользователей. С другой стороны, должны укрепляться контроль государства над оборотом нефрита, пресечение контрабанды. В 2015 г. за контрабанду нефрита вынесен приговор с осуждением на реальный срок заключения, еще два уголовных дела расследуются.

Необходимо развивать маркетинг внутреннего потребления нефрита: украшений, резных изделий, облицовочной плитки, медицинских изделий

(массажеры, пояса). Некондиционный нефрит можно использовать в качестве банного камня, сырья для каменного литья и пролонгированного удобрения, особенно для территорий с недостатком кальция и магния из-за преобладающего развития гранитов, таких, как Бурятия.

Только применение целого комплекса мер может обеспечить декриминализацию нефритовой отрасли, повышение налоговых поступлений и числа рабочих мест.

Литература:

1. Аксенов Е.М., Полянин В.С., Полянина Т.А., Яковлева Е.И., Дусманов Е.Н. Минерально-сырьевая база высоколиквидных видов цветных камней: перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2014. №5. С. 16-23.

2. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. - Новосибирск: Наука. 2001. 390 с.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ: ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Кислов Е.В.[1], Худякова Л.И.[2], Войлошников О.В.[2]

[1] Геологический институт СО РАН, Бурятский госуниверситет, г. Улан-Удэ

[2] Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ

Ультраосновные и основные горные породы широко распространены, полностью или частично слагают многочисленные массивы, расположенные по всей территории России, особенно на Кольском полуострове, Урале, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Со значительным числом таких комплексов связаны месторождения медно-никелевых руд, хромита, редких и платиновых металлов, асбеста, нефрита, магнезита. Количество ультраосновных и основных горных пород в этих массивах составляет до нескольких триллионов тонн в каждом, а практического применения они не имеют. При разработке месторождений они накапливаются в отвалах, загрязняя окружающую среду.

В России скопилось огромное количество отходов (более 80 млрд. т), и вопросы их утилизации приобретают особую актуальность. Данная проблема активно решается на государственном уровне. В настоящее время Министерством природных ресурсов и экологии Российской Федерации разрабатывается Федеральная целевая программа «Ликвидация накопленного экологического ущерба на 2014-2025 гг.», одной из главных задач которой является экологическая реабилитация территорий, подверженных негативному воздействию объектов накопленного экологического ущерба в результате прошлой хозяйственной деятельности горнодобывающей и обогатительной промышленности.

Отходы горнодобывающих предприятий, вскрышные и отвальные породы, распространяют загрязняющие вещества и наносят огромный вред окружающей среде. При разработке месторождений изменяется ландшафт прилегающих территорий: снимается огромное количество почвы, формируются отвалы и

хвостохранилища. Воздушная эрозия отвалов способствует загрязнению атмосферы. При взаимодействии отвалов с водой происходит вымывание химических элементов, которые мигрируют в почву, подземные и поверхностные воды, что приводит к загрязнению растительного покрова прилегающих территорий. Все это, в конечном итоге, способствует нарушению здоровья человека. Поэтому большую проблему составляет хранение отходов, их обезвреживание и утилизация.

В то же время использование таких пород ограничено. Серпентиниты и габброиды в небольшом объеме используются как строительный, облицовочный, поделочный камень. Дуниты используется для производства магнезиально-силикатных огнеупоров. Нижнетагильский металлургический комбинат для этих целей добывает их на месторождении Гора Соловьева в Свердловской области. Дунит приобретает популярность в качестве банного камня, но объемы такого использования не столь велики.

Одно из наиболее перспективных направлений утилизации отходов горнодобывающей промышленности - производство строительных материалов: бетонов, асфальтобетонов, керамики... Рассмотрим решение данной проблемы на примере дунитов (включая дунитовый песок механической коры выветривания) и троктолитов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, принятого нами за модельный объект.

Это единственный в Сибири мощный хорошо сохранившийся расслоенный комплекс, наиболее крупный и полно дифференцированный интрузив Северного Прибайкалья. Он находится на 56°30′ северной широты и 110° восточной долготы в 80 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал в пределах Байкальской природной территории. В его пределах выявлены медно-никелевые и платинометальные проявления. Массив вытянут в северо-восточном направлении (азимут 50°) на 26 км при максимальной ширине выхода 3,5 км и крутом (70-80°) падении к юго-востоку. Для большинства пород массива характерен парагенезис оливин + плагиоклаз + клинопироксен. Запасы дунитов и троктолитов массива составляют миллиарды тонн [1], химический состав представительных образцов представлен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав, масс. %

Порода	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O	Ппп
Дунит	37,40	1,25	40,81	0,40	3,10	12,60	0,14	0,02	2,84
Троктолит	40,60	12,00	28,60	5,57	1,11	9,45	0,57	0,04	1,33
Дунитовый песок	38,40	2,10	43,20	0,46	2,93	9,95	0,05	0,03	0,98

Дуниты панидиоморфной структуры на 80-97% состоят из оливина (f=8-15%) и акцессорной хромшпинели двух генераций (октаэдрические кристаллы в оливине и зерна, сростки в интерстициях), по составу близкой к хромпикотиту. Отмечаются также интерстициальные клинопироксен (f=9-11%) и плагиоклаз (битовнит-

анортит) в количестве, не превышающем 10%. Ортопироксен и флогопит встречаются эпизодически. Дуниты, как правило, свежие, эпизодически отмечается петельчатая серпентинизация и замещение оливина минералами группы иддингсита-боулингита.

Большие перспективы имеет использование коры выветривания дунитов, на что, по-видимому, первым обратил внимание геолог Северобайкальской ГРЭ (п. Нижнеангарск) В.С. Клеткин. Нижние две трети дунитовой зоны геоморфологически выражены долиной, пересекающейся ручьями. Большая часть долины покрыта интенсивно дезинтегрированными породами, рыхлой корой механического выветривания с хорошо сохранившейся структурой исходных дунитов, по химическому составу практически не отличающейся от последних. Мощность коры выветривания обычно не превышает десяти метров. Повышенная мощность (до 30-50 м) зафиксирована в местах развития небольших разрывных нарушений, ориентированных, главным образом, в северо-восточном направлении. Ширина таких катаклазированных участков достигает 15-20 м. Кора выветривания состоит преимущественное из дресвы разнообразного размера. При этом приповерхностная часть коры выветривания состоит в большей мере из кристаллов и обломков кристаллов оливина, так как остальные минералы более подвержены выветриванию. Таким образом, происходит природное обогащение дунитов.

Структура троктолитов аллотриоморфнозернистая. Текстура массивная, иногда трахитоидная. Главные минералы - хризолит (f=16-19%) и битовнит (77-87% An) при широких вариациях их количественных соотношений. Плагиоклаз (5-80%) формирует короткостолбчатые кристаллы или лейсты, огибающие более крупные округлые зерна оливина. В оливине троктолитов плагиоклаз иногда встречается в виде мелких округлых включений. Вверх по разрезу содержание плагиоклаза постепенно увеличивается, а оливина - уменьшается. Клинопироксен (до 2-3%, f=13-14%) встречается локально, образует каемки или ажурные ойкокристы, включающие оливин и плагиоклаз. Акцессорная хромшпинель по составу ближе к алюмохромиту.

Для определения области использования пород в производстве строительных материалов была проведена их радиационно-гигиеническая оценка, которая показала, что по радиационным показателям образцы дунита и троктолита не превышают нормируемых значений СанПиН 2.6.1.2523-09 “Нормы радиационной безопасности” (НРБ-99/2009) и могут использоваться для всех видов строительных работ. По своим физико-механическим показателям данные породы имеют высокий удельный вес (свыше 3,0 г/см^3), марку щебня по дробимости 1200, не содержат зерен слабых пород, пластинчатой и игловатой формы, а также вредных компонентов и примесей.

Проведены исследования по использованию дунитов и троктолитов в качестве песка и щебня при получении новых видов бетонов. При приготовлении бетонных смесей придерживались следующих технологических параметров: расход цемента и щебня всех видов в составе бетонов оставался постоянным; соотношение массы песка к общей массе заполнителей равно 0,4; подвижность бетонных смесей составляла 1-4 см. В качестве сравнения использовали бетон на гранитном щебне и кварцевом песке.

Механические показатели бетонов после твердения в нормально-влажностных условиях в течение 7 и 28 суток представлены в таблице 2.

Таблица 2

Механические показатели бетонов

Вид крупного заполнителя	Вид мелкого заполнителя	Предел прочности при сжатии, МПа в возрасте	
		7 суток	28 суток
Дунит	Кварцевый песок	18,3	28,8
	Дунитовый песок	21,9	32,8
Троктолит	Кварцевый песок	16,9	28,0
	Дунитовый песок	20,7	31,5
Гранитный щебень	Кварцевый песок	16,0	27,3
	Дунитовый песок	17,3	28,4

Из табличных данных видно, что использование ультраосновных и основных пород в производстве бетонов позволяет увеличить их прочность по сравнению с традиционными видами на гранитном щебне и кварцевом песке. Лучшие механические показатели наблюдаются у бетонов, где в качестве крупного заполнителя использовался дунитовый щебень, а в качестве мелкого заполнителя – дунитовый песок. Бетоны на основе ультраосновных и основных пород обладают повышенной водостойкостью и сульфатостойкостью.

Исходя из качества щебня из дунита и троктолита, были проведены работы по изучению возможности их использования в производстве асфальтобетона. Известно, что качество крупного заполнителя (прочность его зерен, шероховатость и активность поверхности) оказывает большое влияние на прочность и водостойкость асфальтобетона. Щебень из дунита и троктолита удовлетворяет этим требованиями, поэтому, должен хорошо взаимодействовать с битумом. Были приготовлены горячие мелкозернистые асфальтобетонные смеси типа Б марки II для получения плотного и высокоплотного асфальтобетона. Установлено, что полученные асфальтобетоны имеют высокое качество, по своим характеристикам превосходят контрольные образцы. Они обладают высокой прочностью при 20^{o}С и 50^{o}С и низкой при 0^{o}С, а также имеют высокую трещиностойкость и сдвигоустойчивость. Асфальтобетоны с использованием исследуемых пород характеризуются низкой пористостью и достаточно высокой водостойкостью (1,1 для дунита и 1,0 для троктолита), которая выше, чем у обычного асфальтобетона (0,92), что говорит о хорошей коррозионной устойчивости дорожного покрытия.

Ультраосновные и основные породы можно использовать при получении керамических материалов. Производство строительной керамики является одной из основных отраслей стройиндустрии. Дефицит высококачественного глинистого сырья во многих регионах России обуславливает поиск новых видов сырьевых материалов для его замены. В связи с этим, использование ультраосновных и основных пород в производстве керамического кирпича является перспективным направлением. Были получены образцы керамики из дунита и троктолита методом полусухого прессования под давлением 40 МПа. Изучалось влияние температуры

обжига на их прочностные характеристики. Механические показатели керамических материалов, представлены в таблице 3.

Таблица 3

Механические показатели образцов керамики

Образец	Предел прочности при сжатии, МПа при температуре обжига, °С			
	950	1000	1050	1100
Дунит	30,2	34,2	36,1	37,1
Троктолит	20,2	25,3	31,7	31,7

Как видно из полученных данных, керамика из дунита и троктолита обладает высокими показателями прочности (требования ГОСТ не менее 7,5 МПа). Морозостойкость образцов составляет 50 циклов. Кирпич керамический из дунита и троктолита высокого качества можно изготавливать при температуре обжига 950°С и использовать для кладки и облицовки наружных и внутренних стен зданий и сооружений.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что ультраосновные и основные породы являются универсальным сырьем для получения новых видов высококачественных строительных материалов. Вовлечение их в производство также позволит уменьшить количество отходов горного производства, тем самым снизить негативное влияние на окружающую среду.

Литература:

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд.-во БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ УГЛЕЙ ТИКСИНСКОГО РАЙОНА(РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Козлова А.В.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Исследуемый район входит в состав Булунского улуса Республики Саха (Якутия), административным центром является поселок городского типа Тикси.

Угленосность района изучена слабо. Первые письменные упоминания о геологическом строении и признаках угленосности в прибрежной части Бухты Тикси (р. Сого) приведены в работах Ф.А. Матисена и Н.И. Евгенова (1929 г). Условия залегания углей и их промышленное значение были установлены в 1941 г. в работах М.Ф. Лобанова (1951) и В.Н. Кузнецова [1]. На территории района выделены два месторождения – Согинское и Быковское, а также многочисленные углепроявления.

На Согинском месторождении известно два угольных пласта, с мощностью 5 и 19 м. Угли кларенового типа с большим количеством фюзена. На Быковском месторождении известно 14 пластов бурого угля, суммарной мощностью 8,2 м. Угли гумусовые, клареновые с включением витрена, содержат мелкие включения

янтаревидной смолы – копалита. Угли Быковского месторождения имеют повышенный выход первичных смол – до 14,3%, содержание водорода – до 7,8% и являются хорошим энергетическим топливом и ценным сырьем для химической промышленности [1, 2]. Петрографический состав углей детально не изучался.

Сотрудниками кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ им. М.В. Ломоносова были отобраны образцы бурых углей выходящих на дневную поверхность в районах р. Кунга и р. Кенгдей. Из этих проб были сделаны аншлифы, в количестве 38 образцов. Изучение вещественного состава углей проводилось в отраженном свете.

В изучаемом районе Кенгдейского грабена известны только отдельные выходы углей. Достоверно говорить о количестве пластов и их мощности пока нельзя, но есть возможность оценить их микрокомпонентный состав.

Макроскопически мацералы образуют линзы, полоски и неправильные включения. Петрографический состав изученных углей представлен мацералами 3 групп: витринита, липтинита и инертинита, а также минеральными включениями. Основными углеобразующими компонентами являются мацералы группы витринита (до 85%), второстепенные компоненты представлены мацералами группы липтинита (до 15%).

Мацералы группы витринита представлены, как коллинитом (бесструктурным витринитом), так и телинитом (структурным витринитом). Коллинит цементирует другие мацералы и характеризуется серым цветом в отраженном свете. Телинит представлен фрагментами различных размеров и по исходному растительному материалу включает в себя паренхинит (листовая ткань), ксилинит (древесная ткань), и феллинит (пробковая ткань). Наиболее распространенным из них является феллинит.

Мацералы группы липтинита представлены: кутинитом, споринитом, суберинитом и резинитом. Кутинит наблюдается в виде полос различной толщины, одна сторона которых более или менее ровная, другая зубчатая. Иногда кутинит имеет вид волнистых полос без видимых зубчиков. Его цвет в отраженном свете варьируется от темно серого до черного. Исходным материалом для кутинита являются обрывки кутикулы, представляющие кутинизированный слой эпидермиса листьев и молодых побегов. Споринит представлен главным образом оболочками микроспор, темно-серого цвета в отраженном свете. Резинит встречается в виде овальных тел, светло-желтого цвета в отраженном свете. Суберинит встречается редко и выглядит как сеточка, представляет собой клетки пробковой ткани.

Мацералы группы инертинита встречается редко и представлены единичными мелкими фрагментами белого или желтовато-белого цвета с высоким рельефом.

Минеральные включения представлены глинистыми компонентами, сульфидами железа, в незначительных количествах карбонатами и кварцем.

Из полученных результатов можно сделать вывод, что торфонакопление происходило в условиях относительно устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот [3].

Литература:

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Том IX. книга 2.М.: Недра. 1973. 400 с.

2. Большиянов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П. и др.Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 дельта р. Лены. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 274 с.

3. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Вальц И.Э. и др. Генезис гумусовых углей и их классификация. В кн.: Угленосные формации и их генезис. М.: Наука. 1973. С. 139-162.

СТЕГОЗАВРЫ И ДРУГИЕ ДИНОЗАВРЫ ЯКУТИИ

Колосов П.Н.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Динозавры Якутии обитали в озерно-аллювиальной равнине западного побережья существовавшего около 140 млн. лет назад (ранний мел, неоком) относительно мелководного, теплого, немного наступавшего в западном направлении Ленского моря. Возможно, наступление моря на сушу и мезозойский вулканизм явились причинами гибели динозавров в районе современного ручья Тээтэ (бассейн р. Вилюй). Местонахождение Тээтэ образовалось у берега упомянутого моря, предположительно в маленьком заливе в результате переноса туда морским течением, волнами костных остатков травоядных и хищных динозавров. Большая часть материала представлена расчлененными аллохтонными элементами, хотя найдены и сочлененные кости (часть позвоночника динозавра из четырех позвонков).

Мощность разреза неокома Тээтэ 16 м. Отложения по простирании фациально весьма изменчивы. Они представлены песками, песчаниками, глинами и вулканогенным материалом, реже песчанистыми известняками

Автором при участии школьников собран костный материал растительноядных и хищных динозавров. Растительноядные представлены отрядом Stegosauria (стегозавры) и родом Camarasaurus Cope, 1877 (камаразавры), а хищники – семейством Allosauridae (аллозавриды) и надсемейством Coelurosauria (целурозавры) (рис. 1). Найдены зубы и когти хищных динозавров, позвонки, фаланги, лопатки, тазовая кость, хвостовой шип стегозавра, фрагменты ребер (рис. 2)).

Судя по отдельным костям, стегозавры Тээтэ были длиной 5-6 м, следовательно, весили около 7 т. Найденный хвостовой, конусообразный, костный шипстегозавра довольно крупный: длина 38 см, ширина у основания 11,5 см, толщина в средней части 2,7 см. Оружие довольно внушительное. Кончик шипа окатан, т.е. стал немного тупым.

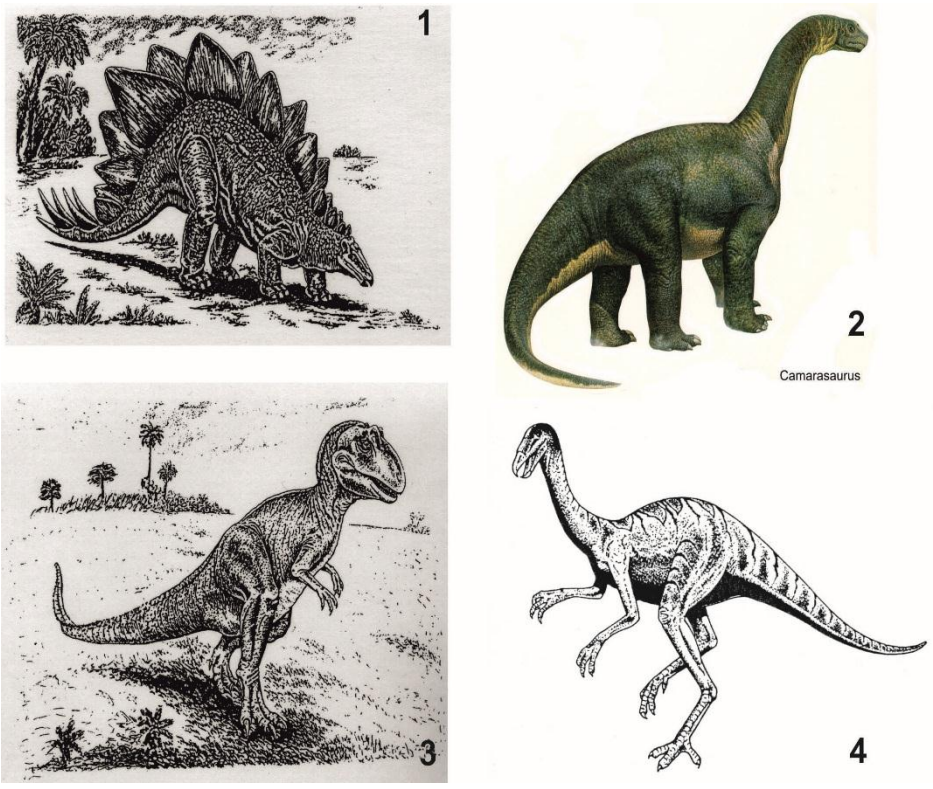


Рис. 1. Динозавры Якутии: 1 – стегозавр; 2 – камаразавр; 3 – аллозавр; 4 – целурозавр.

Обнаружен ложковидной формы довольно острый зуб камаразавра без разламывающих поверхностей (рисунок 2). Его размеры (в мм): длина – 21; ширина – 11; толщина в средней части – 6. По сравнению с ранее найденными в Тээтэ [1,2] он имеет хорошую сохранность, что позволяет впервые определить систематическое положение динозавра не только до семейства, но и определенно указывать на присутствие в Тээтэ представителя рода Camarasaurus Cope, 1877 (без знака «cf» - сходный). Камаразавры, обитавшие в районе Тээтэ, могли весить 17-19 т.

При жизни динозавра он, по-видимому, был острым. Вдоль шипа с обеих сторон имеются неглубокие канавки (как у охотничьего ножа). Известно, что стегозавры на хвосте имели четыре острых шипа, ударяя которыми они, видимо, защищались от хищников. Находка хвостового шипа динозавра служит дополнительным обоснованием присутствия представителя растительноядного динозавра рода Stegosaurus Marsh, 1877. Обнаруженный в Тээтэ указанный шип по его длине принадлежал среднего размера (длиной примерно 4-5 м) стегозавру.



Рис. 2. Остатки динозавров Якутии, обнаруженные в местонахождении Тээтэ в 2002-2012 гг.:

а (верхний снимок) – зуб (длина 3 см) аллозавра. Он имеет зазубрины (показаны слева от него (шкала длиной 6 мм); на нижнем снимке приведен зуб (длина 22 мм) стегозавра; б – ложковидной формы зуб (в двух положениях) камаразавра; в – коготь хищного динозавра; г – позвонок с сохранившимся спинным мозгом; д – ребра динозавров; е – бедренная кость динозавра; ж – хвостовой шип стегозавра; з – фаланга; и – фрагмент предположительно панциря анкилозавра.

Далее о материале, предположительно указывающем на присутствие в Тээтэ панцирных анкилозавров (рисунок). В слабо песчанистом известняке в 2004 г.обнаружен и изучен костный остаток (размером 31×35 см) динозавра хорошей сохранности. Он представлен частью позвоночника из четырех позвонков (длина каждого 9 см, толщина 8 см), а также тремя короткими (9 см) ребрами (толщиной 3 см) и фрагментом (с внутренней стороны ниже ребер: по высоте 24 см, по ширине 31 см, а со стороны спины по высоте 35 см, по ширине 31 см) толстой (у ребер 3,5-4,0 см, в нижней части 2 см) предположительно многоугольной пластины или подвздошной кости. Четко видны внутренняя сторона позвонков и на одном из них поперечные отростки (длиной 2 см, толщиной у основания 1,5 см), а также и трех толстых ребер. Ребра по всей длине срослись с внутренней поверхностью указанной костной пластины панциря (?) или подвздошной кости (?). Известно, что последняя обычно сильно разрастается вперед от вертлужной впадины у анкилозавров. Такой защитный морфологический элемент как костный панцирь характерен для анкилозавров.Некоторые сомнения относительно принадлежности кости анкилозавру отпадут, если в Тээтэ будет найдено еще несколько костных пластин, образующих панцирь.

Западное побережье Ленского моря охватывает большую площадь, а озерно-болотные условия осадконакопления характеризуются изменчивостью по латерали. Поэтому, могут быть найдены площади, с благоприятными условиями захоронения ископаемой фауны на месте. Наряду с поиском черепа и скелета динозавра перспективы следует связывать и с остатками птерозавров (крылатых рептилий) и ранних млекопитающих. По результатам экспедиций 2002-2012 гг. можно утверждать, что планомерный палеонтологический поиск вдоль западного побережья Ленского моря (перспективны бассейны рек Кемпендяй, Тонгуо и Чыбыда, а также верховья р. Намана) в случае удачи позволит расширить ареал распространения динозавров. Он может привести к обнаружению черепа или даже скелета динозавра.

Литература:

1. Колосов П.Н., Ивенсен Г.В., Михайлова Т.Е., Курзанов С.М., Ефимов М.Б., Губин Ю.М. Тафономия позднемезозойского местонахождения тетрапод Тээтэ (Якутия) // Палеонтологический журнал. 2009. № 2. С. 79–85.

2. Курзанов С.М., Ефимов М.Б., Губин Ю.М. Новые архозавры из юры Сибири и Монголии // Палеонтологический журнал. 2003. № 1. С. 55-59.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТСКОГО КРАЯ, ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТОРФЯНЫХ РЕСУРСОВ

Кононов В.В.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Камчатка является самым богатым в отношении торфа регионом в северной части тихоокеанского сектора Земли. Около 50 % территории полуострова заняты торфяниками с общими запасами торфа, достигающими 9 млрд. тонн [3]. В принятом федеральным и краевым правительствами курсе на переориентировании экономики Камчатского края с добычи биоресурсов на комплексное использование имеющихся ресурсов минерального сырья не ставится, к сожалению, задача освоения и разработки местных торфяных месторождений [2, 5, 6]. Однако выбор в качестве приоритетного направления экономического развития края масштабного формирования торфодобывающей и торфоперерабатывающей промышленности позволил бы в кратчайшие сроки решить основные социально-экономические проблемы дотационного в настоящее время региона.

На территории Камчатского полуострова выделяются Охотская и Тихоокеанская торфяно-болотные области [3, 4]. В состав Охотской области входят торфяные месторождения Западно-Камчатской низменности, в пределах Тихоокеанской области располагаются торфяники Восточного побережья и Центрально-Камчатской депрессии. Торфа этих областей значительно различаются по степени минерализованности. Зольность торфов на торфяных месторождениях Западно-Камчатской области не превышает 20 %, в торфяниках Центрально-Камчатской депрессии содержание минеральных веществ достигает 30 %, а в торфах на тихоокеанском побережье количество золы доходит до 40 - 50 %.

Торфяники Тихоокеанской торфяно-болотной области расположены на морских террасах в устьях рек и в долине р. Камчатка. В пределах этой области преобладают торфяные месторождения низинного типа, залежи которых состоят в основном из древесно-осокового и травяного видов торфа. Более ограниченно распространены залежи лесотопяного, кустарничково-осокового и осоково-сфагнового видов. Залежи верхового и переходного типов развиты на территории области ограниченно и имеют небольшие размеры. Мощность торфяников достигает 8 - 9 метров при средней мощности 1.5 м. Торфа Тихоокеанской области ввиду их повышенной зольности, обусловленной присутствием вулканического пепла, могут использоваться лишь в сельском хозяйстве для производства удобрений и в качестве подстилки для животных.

В Охотской области торфяные месторождения приурочены к поверхностям водно-ледниковых, морских и аллювиальных террас и относятся к низинному, переходному, реже смешанному и верховому типам. В составе торфяников

преобладают осоково-сфагновые, осоковые, кустарничково-осоковые и лесные виды торфа. Растительный покров на этих месторождениях представлен осоково-сфагновым, грядово-мочажинным и грядово-озерным фитоценозами. В нижней части залежей западно-камчатских торфяных месторождений преобладают гипново-, осоково-сфагновые, пушицево-, гипново-, осоково-сфагновые, осоково-гипновые или гипново-сфагновые торфа. Мощность нижнего слоя залежей не превышает 2 м; степень разложения торфа в нем составляет 30 - 40 %. Данный горизонт перекрыт слоем голубовато-серых глин мощностью до 1 м. Над ним залегает слой гипново-сфагнового торфа мощностью до 5 м; степень разложения торфа - 30 - 50 %. Разрез большинства западно-камчатских торфяников венчает пласт почти полностью гумифицированного осоково-сфагнового или гипново-осокового торфа мощностью до 0.6 м. Мощность торфяников колеблется от 1 до 9 м, составляя в среднем 2 - 4 м. Зольность торфа на отдельных месторождениях колеблется от 8.5 до 16.5 %, а степень разложения - от 22 до 52 %. В пределах Охотской области наблюдается возрастание зольности торфов с севера на юг.

Анализ информации по торфяным ресурсам Камчатского полуострова позволяет сделать вывод о целесообразности разработки в первую очередь торфяных месторождений Южной Камчатки [1]. В пределах этого региона выделено 7 торфопромышленных районов: Кихчинско-Хомутинский (3 месторождения; балансовые запасы - 79.6 млн.тонн), Апачинско-Усть-Большерецкий (7; 479.3), Хетикско-Опалинский (5; 210.0), Начикинский (6; 2.1), Елизовско-Петропавловский (9; 15.3), Налычевско-Шипунский (6; 4.9) и Ганальско-Пущинский (2; 3.7).

Наиболее перспективным для освоения по ряду признаков (географическая близость торфяных месторождений к населенным пунктам, промышленным и сельскохозяйственным объектам, к разведанным месторождениям рудных и нерудных полезных ископаемых, объем запасов, качество торфов, условия разработки и т.д.)является Апачинско-Усть-Большерецкий торфопромышленный район, располагающийся на территории Усть-Большерецкого административного района. Месторождения этого района находятся у западного побережья Камчатки в непосредственной близости от автомобильной трассы Петропавловск-Камчатский-Усть-Большерецк и линии электропередач; к автотрассе приурочено несколько населенных пунктов с сельскохозяйственными и ремонтно-транспортными объектами. Торфяные залежи месторождений района представлены переходными, смешанными и реже низинными и верховыми типами торфа. Средняя мощность залежей торфяных месторождений колеблется от 1.1 до 3.6 м. Степень разложения торфа варьирует от 24 до 45 %, зольность - от 11 до 21.1 %, а влажность - от 87 до 91 %.В составе минерализованной части торфа преобладают глинистые минералы,присутствуют также обломки горных пород, кварца, плагиоклазов, пироксенов, магнетита, реже встречаются циркон, гранаты и сульфиды. До 60 - 80 % объема золы составляет агрегат ксеноморфных частиц

опала и глины. Рентгенофлуоресцентным анализом в образцах торфов установлены примеси Ca, K, Cl, S, Ti, Mn, Fe, Pb, Sr, Zr, Ba и Au. Повышенные содержания Ca, Ti, Fe и Zr могут быть обусловлены привносом их в торф в составе терригенного материала. Повышенные (до 39 г/т) содержания Au в прибрежных торфяниках обусловлены попаданием в торф материала из разрушаемых в прибойной зоне золотосодержащих ледниково-флюогляционных отложений.

Торф большинства торфопромышленных районов Южной Камчатки является многоцелевым сырьем. Он может быть использован в качестве топлива, как сырье для приготовления разнообразных удобрений и стройматериалов, в качестве подстилки для животных, возможно его широкое применение и в других секторах народного хозяйства. Торф месторождений Елизовско-Петропавловской торфопромышленного района предполагается использовать в качестве сырьядлясельскохозяйственных предприятий Елизовского района (торфяные грунты и торфокомпосты; комплекс торфоминеральных, жидких, суспензированных и твердых торфогуминовых, и торфонавозных гранулированных удобрений; подстилки для домашнего скота и птицы), а также в отдельных котельных гг. Елизово и Петропавловска-Камчатского (производство топливных брикетов). Часть торфа может быть использована для производства стройматериалов, торфяных фильтров, упаковочной тары. На базе торфяных разработок в Апачинско-Усть-Большерецком торфопромышленном районе может быть создан крупный сельскохозяйственно-промышленный узел, включающий объекты торфоподготовки, объекты первичной (физической) переработки торфяного материала и объекты химической и биохимической переработки торфов и их производных, топливно-энергетические и сельскохозяйственные производства.

Литература:

1. Алискеров А.А., Кононов В.В. Перспективы и условия освоения месторождений торфа Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга. 2009. 180 с.

2. Алискеров А.А. Камчатка: наука, природопользование, политика. Петропавловск-Камчатский. АО Камчаткнига. 2005. 363 с.

3. Геология СССР. Том 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Полезные ископаемые. М. Недра. 1977. 351 с.

4. Глотов В.Е., Глотова Л.П., Пугачев А.А. Торф Северо-Востока России. Магадан. СВНЦ ДВО РАН, 2003. 147 с.

5. Ресурсный потенциал Камчатки. Петропавловск-Камчатский. АО Камчаткнига. 1994. 288 с.

6. Яроцкий Г.П., Алискеров А.А., Бурманов Ю.А., Орлов А.А. Минерально-сырьевой потенциал Камчатской области. Петропавловск-Камчатский. АО Камчаткнига. 2007. 115с.

ТЮГЕНИНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ – НОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Костин А.В.[1], Гриненко В.С.[1], Трунилина В.А.[1], Шибаев С.В.[2], Кривошапкин И.И.[1]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
2 – Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск

1. При вертикальном положении источника света **теневой рельеф** контрастно проявляет малые интрузивные тела [1]. Это свойство было положено в основу обнаружения новых, ранее не известных структур магматогенного происхождения в районах с относительно плохой обнаженностью, одним из которых является Лено-Вилюйское междуречье. В результате были выявлены несколько десятков потенциальных объектов вероятной магматической природы. В 2014 году одна из них была заверена полевыми работами и получила название «Тень-01».

2. Установлено, что **структура Тень-01** сложена вулканическими породами и представляет собой практически правильный конус с пологими склонами, усеченный приблизительно на одну треть и возвышающийся на 70 метров над окружающей местностью. Основание конуса – окружность диаметром 2,5 км. Усеченная поверхность конуса ровная, пологая, наклонена к востоку, имеет неправильную округлую форму диаметром около 800 метров и покрыта растительным покровом. Сам конус имеет хорошую сохранность, что свидетельствует о его относительно молодом возрасте. Объем конуса, вычислен по цифровому рельефу программным комплексом MicroDem и составляет 133,3 млн. $м^3$ [2].

3. Вулканическая постройка расположена среди терригенных пород мела в зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область». Вулканический комплекс начал формироваться на стратиграфически выравненной (размытой) поверхности, кровля которой была образована в нижне-среднемеловое время: андезиты лежат на отложениях батылыхской свиты (145,8-124,5 млн.лет), редуцированных в аграфеновское (104-93,5 млн.лет) и чиримыйское (93,5-86,6 млн.лет) время, а конус дацитов прорывает эти отложения. Соответственно, **возраст вулканизма** - не древнее верхнего мела. Географически район расположен в истоках рек Лунгха и Тюгене (левые притоки р. Лена) между поселками Асыма и Орто-Сурт, неподалеку от Вилюйского тракта [2]. Название «**лунгхинский дацитовый комплекс**» дано по реке Лунгха.

4. **Химический состав вулканогенных пород** отвечает андезитам и дацитам, то есть соответствует их петрографическому составу. На севере преобладают вулканиты андезитового, а на юге – дацитового состава. Все они принадлежат известково-щелочной серии, преимущественно среднекалиевой, с отклонениями к высококалиевой. Расчеты по химическому составу пород определяют давление на

уровне формирования андезитового расплава в 1,3–1,6 ГПа, для дацитового – 1–1,2 ГПа, что соответствует глубинам магматического очага более 30 км.

5. Все выходы вулканических пород протягиваются в С–С-З направлении и формируют линейную зону. При дешифрировании **космических материалов** (снимки Landsat-8 и BingMap) на территории Лено-Вилюйского района были установлены линейные элементы – разрывы лево-сдвиговой кинематики, имеющие северо-западное и субширотное простирание, протяженностью, соответственно, до 300 км и до 150 км, контролирующие распространение вулканогенных образований. По этим нарушениям происходит смещение долин рек (до 6 км) под углом до 90° по отношению к системе ранее заложенного основного водотока. Аналогичные лево-сдвиговые смещения диагностируются и по изменениию геометрии озер. Такие проявления на поверхности трактуются как доказательство «новейших» мезо-кайнозойских тектонических движений в кровле консолидированной земной коры и, как правило, сопровождаются очагами сейсмических событий.

6. В Лено–Вилюйском районе Западной Якутиизарегистрировано более 50 сейсмических событий. **Гипоцентры землетрясений** чаще всего локализуются на глубинах 4–30 км, а площадь развития вулканогенных пород Тюгенинского вулканического поля и его обрамления характеризуется сейсмическими событиями слабой и умеренной интенсивности (энергетические классы от 6,5 до 10,6) [5]. Общее направление сейсмоактивных разломов, в основном, совпадает с таковыми верхнепалеозойского – мезозойского возраста и более древними палеодепрессиями, которые связаны с рифтогенным этапом тектонической активизации.

7.В процессе полевых исследований 2014-2015 годов в Лено-Вилюйском районе было установлено наличие многочисленных «**вулканических построек**» небольшого размера, сложенных андезитовыми и дацитовыми лавами, включая лавы жерловой фации, туфы андезитов, кластолавы, лавобрекчии, туфолавы, пемзы и туфы. Особое внимание было уделено туфам, которые занимают самые верхние части разрезов, характеризуются четко выраженной грубой слоистостью и имеют характерные оттенки от бледно-красного до кирпичного цветов. Под микроскопом структура их литокристаллокластическая, с пепловым цементом.

8. **Красный цвет туфов характерен для многих районов развития современного вулканизма**, является важным поисковым признаком вулканических построек и прекрасно дешифрируется на детальных снимках BingMap. Использование этих снимков, интергированных в ГИС-проект, позволило оконтурить участки распространения «красных» туфов. Суммарная площадь их выходов составляет более 1000 км^2, соответствует границамТюгенинского вулканического поля и пространственно контролируется системой разрывных дислокаций лево–сдвиговойкинематики северо–западного простирания.

9. **Ксеногенные минералы** в вулканогенных породах представлены высокотемпературной и высокобарической ассоциацией. Среди них установлены: циркон, ильменит, шпинелиды, титаномагнетит, Al-содержащий клиноэнстатит и пироп-альмандин [3].

10. **Самородные металлы** относятся к редким и обычно образуют обособленные изометричные, реже удлиненные частички с неровными краями размером в первые десятки nm. Представлены медью, железом (преобладает), алюминием, серебром и оловом. Распространение самородных металлов неравномерное и количественной оценке не поддается.

11. **Наложенная Ba-Ag рудная минерализация** характеризует металлогеническую специализацию дацитовых лав и отвечает гидротермально-метасоматической стадии минерализации. Представлена барит-цельзиан-гиалофановым минеральным парагенезисом (в барите установлена примесь Co до 0,39%). С минералами бария ассоциируют кварц, халькопирит, галенит и ряд минералов серебра: аргентит, имитерит, миаргирит и самородное серебро без каких-либо примесей.

12. **Ксенолиты** в дацитовых лавах вулкана Тень-01 разнообразны и являются важным фактором, подтверждающим вынос вулканом материала с разных глубин. Были обнаружены ксенолиты метаморфизованных осадочных пород и магматических пород ультраосновного состава.

Алюмосиликатная порода представлена метаморфизованными полимиктовыми песчаниками (точки составов на бинарной диаграмме для классификации метаморфических пород [4] попадают в поле гнейсов), с сохранившимися следами частичной и полной биотурбации, предположительно червями *Scolithos*. Образцы содержат многочисленные трубчатые отверстия неправильной формы длиной от 2-3 до 15-20 мм, достигающие в поперечнике 2-3 мм. Обломки алюмосиликатной породы со *Scolithos* сцементированы дацитовой лавой, содержащей ксеногенные шпинелиды и силлиманит.

Породы ультраосновной серии были обнаружены в лавах жерловой фации в виде крупных ксенолитов и блоков кристаллических пород со следами фракционной кристаллизации. Слойки в разных пропорциях состоят из клинопироксена группы диопсида, анортита, пиропа и (титано)магнетита. Участками состав породы соответствует **анортозитам,** состоящими на 75% из анортита, 23% – клинопироксена и около 2% шпинелидов. Из редких минералов установлены циркон, бадделеит, гранат, фаялит, графит и его прозрачная фаза (предположительно, алмаз), высокобарический минеральный парагенезис перовскит–титанит–волластонит, а также самородные медь, алюминий, серебро, железо и олово [2, 3].

13. **А были ли «горельники»**? Оппоненты проявления верхнемелового вулканизма в этом районе уверены, что эти туфы (от красноватых до буроватых цветов) являются «горельниками» – продуктом пирометаморфизма,

образовавшихся на глубине за счет сгорания углей в разрезе батылыхской свиты нижнего мела.

Из интерактивной электронной Карты недропользования Российской Федерации (http://www.rosnedra.gov.ru/page/70.html) следует, что в районе развития вулканических пород Лено-Вилюйского междуречья отсутствуют какие-либо месторождения или проявления углей и других горючих полезных ископаемых. Кроме этого, по данным ПГО «Ленанефтегазгеология» пробуренная в этом районе Андреевская скважина вскрыла в мезозойской части разреза (по совокупности промыслово-геофизических данных) маломощные (первые см – до1,2-1,5 м) прослои углей хорошей сохранности и глинисто-углистые прослои (первые см – 0,5 м). Однако, учитывая не соразмерное количество углей в разрезе и их сохранность, а также сам размер вулканического аппарата, представляется маловероятным, что вулканические породы, выявленные в ходе исследований, являются продуктом какого–либо плавления, т.е. результатом термального воздействия самовозгорающихся углей на осадочные терригенные породы.

Все вышеизложенное позволило выделить и оконтурить новое, ранее никем из исследователей не обозначенное, **Тюгенинское вулканическое поле**, изучение которого было авторами начато «с нуля».

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, базовый проект № VIII.72.2.5.

Литература:

1. Костин А.В. Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование. 2010, №1. С. 63–70.

2. Костин А.В., Гриненко В.С., Олейников О.Б. и др. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» // Наука и образование. 2015, № 1(77). С. 30–36.

3. Костин А.В. Минеральные парагенезисы анортозитовых ксенолитов и потенциальная рудоносность верхнемелового вулкана Тень-01 (Лено-Вилюйский район, восток Сибирской платформы) // Наука и образование. 2015, № 2(78). С. 35–41.

4. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 321 с.

5. Петров А.Ф., Козьмин Б.М., Шибаев С.В. и др. Уточненная карта сейсмического районирования территории РС(Я) // Материалы международной конференции «Геолого-геофизическаясреда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, 23-25 сентября 2015 г. С. 215–222.

ПЕТРОХИМИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ТЫРКАНДИНСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Кравченко А.А.[1, 2], Березкин В.И.[1], Тимофеев В.Ф.[1]

[1] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2] Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск

Алданская гранулито-гнейсовая область Алдано-Станового щита является южным выходом на поверхность палеопротерозойских гранулитовых поясов фундамента Северо-Азиатского кратона – Далдыно-Алданского гранулит-ортогнейсового (с запада) и Хапчано-Учурского гранулит-парагнейсового (с востока) [2]. Пояса, в пределах Алдано-Станового щита и Алданской антеклизы, граничат между собой по Тыркандинской зоне тектонического меланжа. Возраст Тыркандинской зоны и гранулитового метаморфизма поясов характеризуется значениями 2,1-1,8 млрд.л. [2].

Многими авторами Тыркандинская зона меланжа рассматривается как зона закрытия существовавшего до указанного времени палеоокеана [4, 5]. Изучение изотопии алмазов Якутии показало, что один из главных периодов роста алмазов совпадает с возрастом метаморфизма гранулитовых поясов и формирования зоны [7]. В рамках госзадания ИГАБМ СО РАН проводится комплексное исследование Тыркандинской зоны тектонического меланжа, для уточнения ее геологического строения, условий формирования и эволюции [3]. В настоящей работе приведены результаты исследований состава кристаллических сланцев зоны и ее восточного обрамления, расчлененных ранее согласно геолого-структурному положению [3].

Кристаллические сланцы в пределах Тыркандинской зоны меланжа встречаются в составе наиболее изученных толщ: сеймской, кюрюканской и холболохской, а так же в виде секущих тел вблизи зон разломов Иджеко-Нуямского и Тыркандинского, и к востоку от них в пределах Учурского террейна (рис. 1).

Кристаллические сланцы из толщ по соотношению SiO_2 и Na_2O+K_2O относятся к ряду пород нормальной щелочности. Некоторое количество пород из-за наложенных изменений щелочности оказываются в поле пород субщелочного ряда. Устанавливается связь изменений с рассланцеванием, биотитизацией, милонитизацией и диафторезом. Можно заметить некоторые, не принципиальные, отличия геохимии кюрюканских кристаллосланцев от других, такие как обратная, примитивная дифференциация – обедненность легкими РЗЭ в половине проб, более широкие пределы колебаний железистости и щелочности (рис. 2).

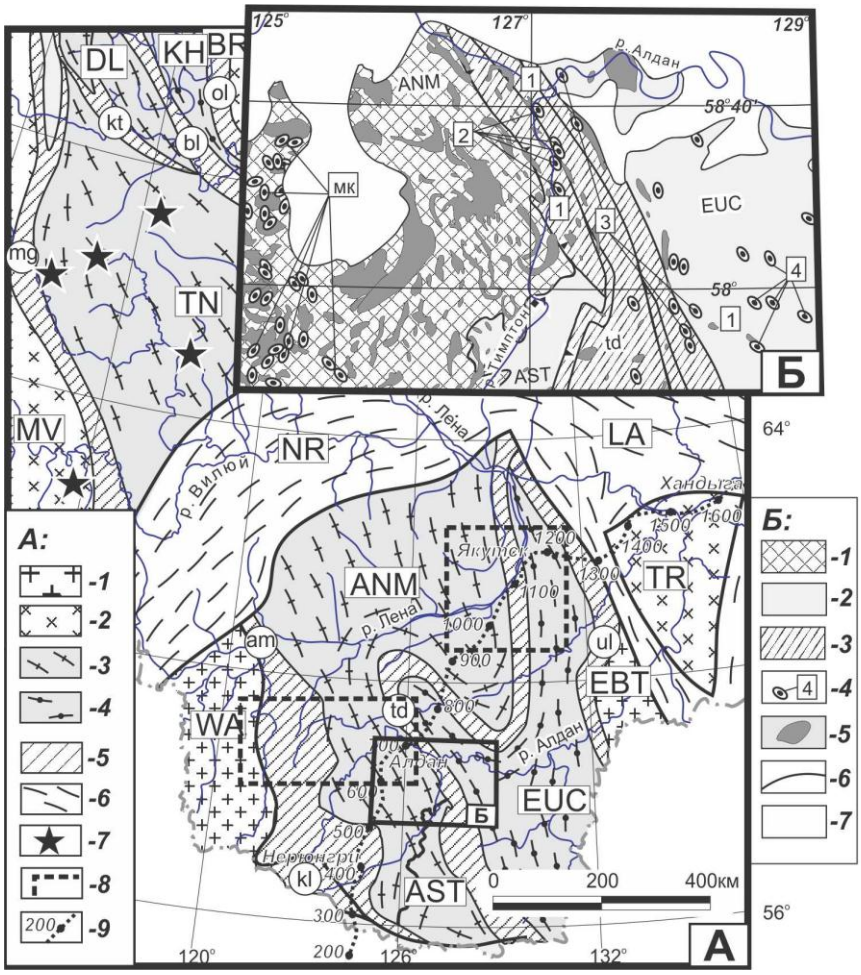


Рис. 1. Структура фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона ([2] с дополнениями по разным данным).

Графические условные обозначения: *А:* 1 – гранит-зеленокаменные террейны; 2 – тоналит-трондьемито-гнейсовые террейны; 3 – гранулит-ортогнейсовые террейны; 4 – гранулит-парагнейсовые террейны; 5 – зоны тектонического меланжа; 6 – низкотемпературные метаморфические пояса; 7 – поля высокоалмазоносных кимберлитов; 8 – площади проявления кимберлитового магматизма, находок алмазов и минералов-спутников с неясными перспективами; 9 – опорный геофизический профиль 3ДВ. *Б:* 1 – Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн; 2 – Сутамский и Учурский гранулит-парагнейсовые террейны; 3 – Тыркандинская зона тектонического меланжа; 4 – тела нерасчлененных кристаллических сланцев; 5 – тела гранитоидов; 6 – разломы; 7 – чехол Сибирской платформы.

*Текстовые условные обозначения:А:*WA- Западно-Алданский; MV- Магано-Вилюйский террейны Западно-Якутского протократона; EBT- Батомгский, TR- Тырынский, BR- Беректинский террейны Восточно-Якутского протократона; AST-

Сутамский, ANM- Нимнырский, TN- Тюнгский, DL- Далдынский террейны Далдыно-Алданского гранулитового пояса; EUC- Учурский, KH- Хапчангский террейны Хапчано-Учурского гранулитового пояса; am- Амгинская, td- Тыркандинская, ul- Улканская, mg- Маганская, kt- Котуйканская, bl- Билляхская, ol- Оленекская, kl- Каларская зоны тектонического меланжа. *Б:* мк- изученные выходы пород керакского и медведевского комплексов; 1- площади вокруг которых были изучены толщи; 2-4- опробованные тела кристаллических сланцев вблизи: 2- Иджеко-Нуямского разлома; 3- Тыркандинского разлома; 4- Учурского террейна.

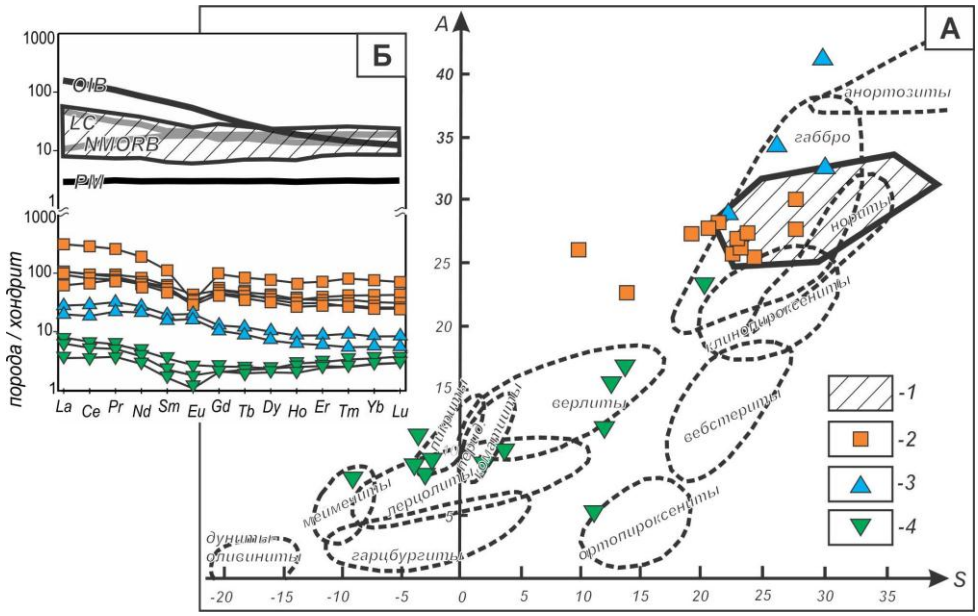


Рис. 2. Соотношение породообразующих (А) и распределение редкоземельных (Б) элементов в кристаллических сланцах Тыркандинской зоны тектонического меланжа на классификационной диаграмме AS и диаграмме кривых распределения нормализованных на хондрит [1, 6].

Условные обозначения: 1- поля для кристаллических сланцев сеймской, кюрюканской и холболохской толщ; 2-4- точки для секущих тел нерасчлененных кристаллических сланцев: 2- Иджеко-Нуямского разлома, 3- Тыркандинского разлома, 4- Учурского террейна.

Кристаллические сланцы секущих тел вблизи Иджеко-Нуямского разлома отличаются высокой титанистостью и железистостью. Для РЗЭ характерны наиболее высокие суммы, чем в кристаллосланцах сеймской, холболохской и кюрюканской толщ. Содержания щелочей в этих породах весьма изменчивы. Кристаллические сланцы вблизи Тыркандинского разлома опробованы всего в нескольких телах, приуроченных к выходам пород инфракрустального комплекса [3]. На классификационных диаграммах они имеют отличный состав, но наиболее

выделяются по составу кристаллические сланцы из тел в пределах Учурского террейна (рис. 1 и 2). По химическому составу эти кристаллические сланцы соответствуют лерцолитам, пироксенитам и оливиновым габбро и характеризуются V – образным распределением и самыми низкими ∑РЗЭ среди исследованных пород. Характерной чертой является наличие хромитовых руд в этих породах.

Результаты исследований позволяют сделать вывод, что расчленение раннедокембрийских толщ Тыркандинской зоны тектонического меланжа по составу кристаллических сланцев проблематично по причине схожего состава кристаллических сланцев из разных толщ и наложенных изменений щелочности. Вместе с тем, кристаллические сланцы, выделяемые ранее как интрузивные тела нерасчлененных базитов и ультрабазитов, имеют характерные отличия в пределах различных структур. Оригинальным минеральным и химическим составом среди базитов и ультрабазитов Алданской гранулито-гнейсовой области характеризуются аналоги лерцолитов в пределах Учурского террейна. В связи с новыми данными по глубинному строению гранулитовых поясов в разрезах по профилю 3ДВ (рис. 1) и возможностью интерпретации строения Учурского блока как аккреционной призмы [5] эти породы требуют дальнейшего изучения.

Работы выполнены в рамках проекта фундаментальных научных исследований №0381-2014-0004.

Литература:

1. Классификация и номенклатура магматических горных пород // ред. О.А. Богатиков, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова. М.: Недра. 1981. 160 с.

2. Смелов А.П., Габышев В.Д., Ковач В.П., Котов А.Б. Общая структура фундамента восточной части кратона // Фундамент Северо-Азиатского кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И.Кузьмина. Москва. МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.

3. Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В., Мельников А.И., Кардаш Е.А., Утробин Д.В. Геология раннедокембрийских комплексов северной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа Алдано-Станового щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2015. С. 458-461.

4. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология, 2003, том 22, №6, с. 42-54.

5. Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S.. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV. Geodynamics & Tectonophysics 5 (3). 2014. P. 785–798.

6. Sun Sh.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Sounders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. n 42. p. 313-345.

7. Wiggers de Vries D.F., Pearson D.G., Bulanova G.P., Smelov A.P., Pavlushin A.D., Davies G.R. Re–Os dating of sulphide inclusions zonally distributed in single Yakutian diamonds: Evidence for multiple episodes of Proterozoic formation and protracted timescales of diamond growth // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. V.120. P.363–394.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ФОРМЫ РАКОВИНЫ И СКУЛЬПТУРЫ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ПОДСЕМЕЙСТВА HARPOCERATINAE

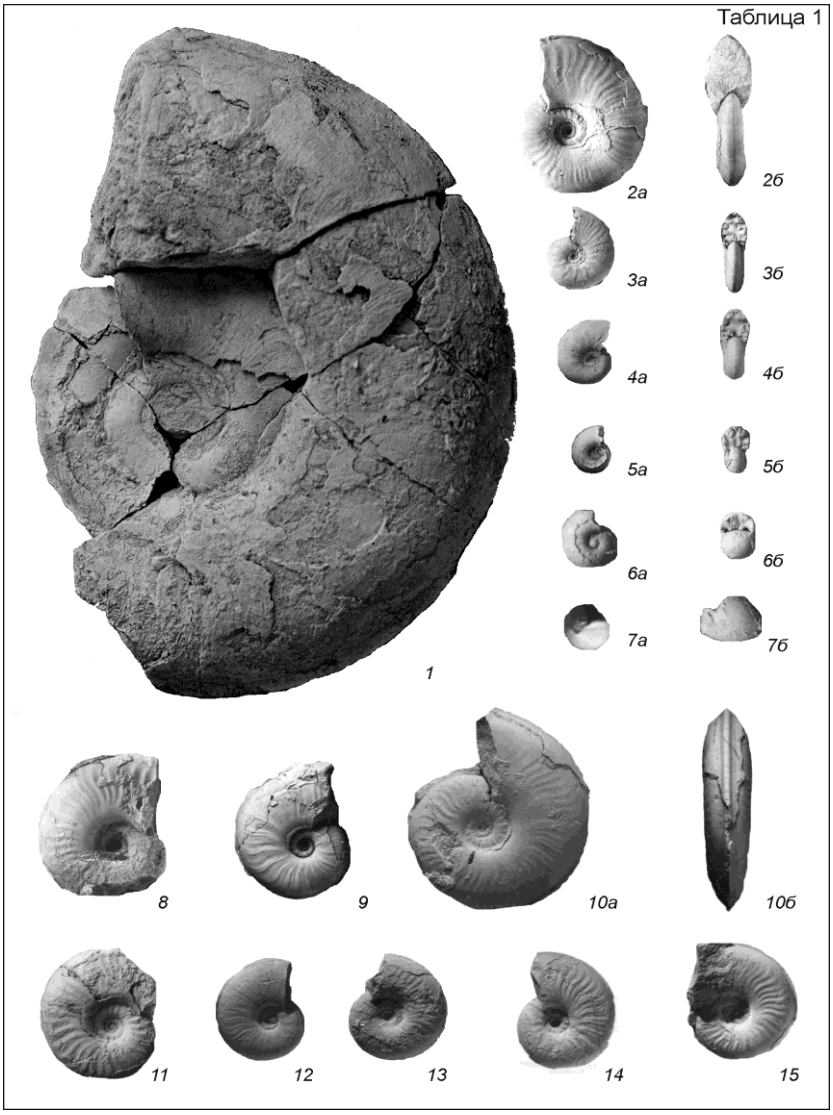
Кузнецова О.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Реконструкция системы подсемейства Harpoceratinae предполагает выяснение основного направления эволюции основных признаков раковины и определения их таксономического значения. Для решения этих задач необходимо проведение полноценных онтогенетических исследований, результаты которых и являются основой для последующих филогенетических построений. Ранее нами было установлено наличие трех трендов в эволюции лопастной линии рассматриваемого подсемейства, позволивших уточнить таксономическое положение отдельных родов и видов. В настоящем сообщении приведены результаты онтогенетического изучения общей формы раковины и скульптуры сибирских харпоцератин, образующих филогенетическую линию, состоящую из родов *Tiltoniceras, Eleganticeras, Harpoceras* и *Pseudolioceras.*

Наиболее древний представитель этого подсемейства (моновидовой род *Tiltoniceras*, Buckman) характеризуется дискоконовыми раковинами от полуинволютных до инволютных. Боковые стороны от отчетливо выпуклых до заметно уплощенных. Вентральная сторона осложнена килем, высота и степень обособленности которого варьирует в широких пределах. Поперечное сечение оборотов овальное, вытянутое в высоту. Умбо мелкое, чашеобразное. Умбональный перегиб округлый. Умбональная стенка слабо обособлена и является естественным продолжением боковых сторон. Высота умбональной стенки контролируется степенью выпуклости боковых сторон. Переход боковых сторон в брюшную отчетливый, но не угловатый. Прикилевые площадки слабо выражены [табл. 1, фиг. 2а, 2б,3а, 3б, 4а, 4б, 5а, 5б, 6а, 6б, 7а, 7б].

Скульптура раковин весьма изменчива и варьирует от тонких, серповидных до широко расставленных и более рельефных ребер. Наиболее отчетливо они выражены в верхней трети боковых сторон. Отдельные экземпляры в приумбональной области имеют ребра, которые объединяются в пучки из двух или трех ребер с образованием небольших утолщений. На вентральной стороне отмечается резкий изгиб ребер вперед. На внешних оборотах наблюдается

ослабление скульптуры и здесь сохраняются лишь тонкие линии нарастания [табл. I, фиг. 1].



Пояснения к таблице: Фиг. 1 -15. Tiltonicerasantiquum (Wright): 1 - экз. № 185/29, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1.4 м от подошвы слоя; 2-7, экз. 185/1-1, вид со стороны: 2а – боковой, 2б – устья; 3а – боковой, 3б – устья; 4а – боковой, 4б – устья (X4); 6а – боковой (X10), 6б – устья (X10); 7а – вентральной (X30), 7б – боковой (X30); Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1м от подошвы слоя; 8 – экз.

185/38, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2.8 м от подошвы слоя; 9 – экз. 185/2, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 4.2 м от подошвы слоя; 10 – экз. 185/39, вид со стороны: 10а – боковой, 10б – вентральной; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1.4 м от подошвы слоя; 11 – экз. 185/4, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1.0 м от подошвы слоя; 12 – 15, Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2.8 м от подошвы слоя, вид с боковой стороны; 12 – экз. 185/47; 13 – экз. 185/49; 14 – экз. 185/32; 15 – экз. 99/50; нижний тоар, зона Dactyliocerastenuicostatum, филозона Tiltonicerasantiquum.

Сходный морфотип отмечается и у сменяющего *Tiltoniceras* рода *Eleganticeras*, который отличается строением умбональной стенки и характером умбонального перегиба. Для представителей рода *Eleganticeras* характерна четко обособленная, вертикальная, либо наклонная умбональная стенка, тогда как у рода Tiltonicera soна слабо обособлена и является естественным продолжением боковых сторон. Различный тип строения умбональной стенки у сравниваемых родов обусловил и разную степень выраженности умбонального перегиба. У рода *Eleganticeras* умбональный перегиб от округлого до резко угловатого, на жилой камере крупных экземпляров в виде невысокого гребня, тогда как у представителей рода *Tiltoniceras* он округлый. Весьма разнится и характер обособленности прикилевых площадок у сравниваемых родов. На раковинах рода *Eleganticeras* [табл.I, фиг. 8, 9] вентральная сторона узкая с невысоким килем, обособленным на жилой камере четкими прикилевыми площадками, тогда как у Tiltoniceras они слабо выражены.

Наиболее отчетливо ребристость рода *Eleganticeras* проявляется на средних стадиях роста раковин (Д = 45.0 - 55.0 мм). Ребра тонкие, нитевидные на нижней трети боковых сторон и становятся наиболее рельефны на середине боковых сторон. При подходе к вентральной стороне они вновь ослабевают. На крупных экземплярах (Д = 70.0 - 100.0 мм) скульптура представлена тонкими струйками, которые прослеживаются между отчетливыми ребрами и на раковинах среднего размера.

У рода *Harpoceras* отмечается дальнейшее усиление угловатости умбонального перегиба. Умбональные стенки высокие и отвесные на внешних оборотах и слегка наклонные и более низкие - на средних. Зона перехода боковых сторон в наружную отчетливая. Вентральная сторона относительно узкая, наклоненная в направлении боковых сторон, обособлена невысоким килем с отчетливыми прикилевыми площадками.

Скульптура представлена серпообразными ребрами, прослеживающимися на боковой поверхности оборотов от умбонального перегиба до вентра. Иногда отмечаются пучки ребер, в месте слияния которых образуются заметные утолщения. Ребра резкие, от волнисто - изогнутых до серпообразных. Иногда они

расширяются на внешней стороне оборота и становятся струйчатыми на приумбональной части оборота**.** Характерной особенностью скульптуры этого рода является весьма раннее (3 – 4 оборот) появление небольших утолщения в точке слияния 2 - 4 ребер.

Филогенетическую линию сибирских харпоцератин продолжает и завершает род *Pseudolioceras*. Отнесение рода *Pseudolioceras* к единой филогенетической линии сибирских харпоцератин подтверждается сходным типом развития лопастной линии. Что касается внешней морфологии, то здесь также усматривается морфологическая преемственность, проявляющаяся в дальнейшем увеличении степени обособленности умбонального перегиба [табл. I, 10а,10б]. Характерной особенностью скульптуры рода Pseudolioceras является постепенное смещение «стадии ребристой раковины» вглубь онтогенеза в процессе филогенеза. Установление этой закономерности способствовало проведению видовой диагностики рода, представители которого весьма сходны на взрослых стадиях. В составе этого рода были выделены две группы видов, позднее переведенных в ранг подродов - *Pseudolioceras* (*Pseudolioceras*) и *Pseudolioceras* (*Tugurites*). Первый подрод объединил ранних псевдолиоцерасов, раковины которых характеризуются ребристыми жилой камерой и частью предыдущего оборота, а иногда и полностью ребристым предыдущим оборотом [табл. I, фиг.11, 12; 13, 14, 15]. Для представителей подрода *Tugurites,* видовая диагностика которых всегда вызывала существенные затруднения, характерно дальнейшее расширение «стадии ребристой раковины», охватывающей более двух оборотов, включая жилую камеру. В качестве видовых признаков здесь выступают степень выраженности приумбонального валика и характер угловатости серповидного изгиба ребер.

Литература:

1. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. Новосибирск: Наука. 1974. 107 с.

2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина и др., Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. т. 38. № 5. с. 99-128.

3. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. (1991). М.:Недра. 159 с.

4. Калачева Е.Д., Сей И.И., (1970). Tugurites – новый позднеааленский северотихоокеанский род // ДАН СССР. т. 193. № 2. с. 449-452.

5. Князев В.Г. Тоарские Harpoceratinae севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука. 1991. с. 37-46.

6. Кузнецова О.А., Князев В.Г. Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Harpoceratinae* Северо-Востока России // Отечественная Геология. 2004. № 4. с. 84-87.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕРМОДИФФУЗИОННО-КОНВЕКТИВНО-КУМУЛЯЦИОННОЙ МОДЕЛИ РАССЛОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА

Округин А.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Ранее автором была предложена модель ритмического диффузионно-кумуляционного расслоения магмы [5], где вводилось новое положение о «колебательном перемещении состава остаточного расплава по надликвидусной траектории». Последнее не было воспринято некоторыми исследователями с точки зрения термодинамики равновесных процессов. В связи с этим в этом сообщении автором более детально раскрываются основные физико-химические аспекты данного положения и на примере диаграммы системы диопсид–форстерит [4] рассматривается схема формирования (рис. 1) дискретных составов дунит-клинопироксенитовых ассоциаций пород, характерных для зональных массивов уральско-аляскинского и алданского типов. Выбор простой бинарной системы определялся тем, что кристаллизация ультрамафитовых магм в начальной стадии происходит по псевдобинарному срезу от оливина к полю пироксена.

В таких массивах по мере медленного остывания крупных объемов магмы (М на рис. 1, Г) начинается кристаллизация сверхэвтектического оливина (Ol_0 на рис. 1, А) с одновременным выделением скрытой теплоты фазового перехода, что вызывает соответственно некоторое повышение температуры расплава вокруг кристаллизующейся твердой фазы. Так как кристаллизация фаз из жидкости обычно начинается с некоторого переохлаждения, то не последует прекращения кристаллизации оливина, а процесс продолжается квазистатически, приспосабливаясь к новым параметрам. Это вполне соответствует представлению Д.С. Коржинского, что «если процессы изменения факторов состояния протекают медленнее, чем процессы установления равновесия, то в пределах элементарных участков должны установиться равновесные соотношения, которые будут поддерживаться несмотря на изменения факторов состояния» [3].

Можно дать приближенную оценку повышения температуры магмы за счет выделения скрытого тепла (Q) при кристаллизации 10% оливина (0,1 весовой доли от расплава). Принимая энтальпию плавления форстерита – 15,3 ккал/моль (109 кал/г) [2], теплоемкость базальта (C) при 1200°C – 0,36 кал/г×град [1] и пренебрегая мизерной долей вклада энергии на сокращение объема (pdV) при p = const, получаем:

$$dT = \partial Q/C = 0{,}1 \times 109 \text{ кал/г} / 0{,}36 \text{ кал/г×град} = 30^{o}C.$$

Даже такой самый осторожный подход к количеству кристаллизующегося оливина при расчете дает ощутимое значение повышения температуры магмы вокруг оливина, обусловленное выделением скрытого тепла его кристаллизации.

Итак, вокруг оливина (Ol_0) в расплаве вначале создается узкий ореол повышения температуры, но такой расплав находящийся чуть выше точки (0) ликвидуса Fo становится неравновесным с уже закристаллизовавшимся оливином. В этом случае в расплаве (l_0) начинается диффузия магнезии в сторону

метастабильного оливина и высокотемпературный ореол расплава прилегающего к оливину обогащается MgO (в дальнейшем называется «магнезиальный расплав») за счет истощения прилегающих областей, что по принципу Ле-Шателье, в какой-то мере нейтрализует процесс, нарушающий равновесное состояние системы. В результате такой магнезиальный расплав становится равновесным с оливином в новых локальных высокотемпературных условиях. Согласно эффекту Соре в закрытой системе с градиентом T из-за потоков теплоты устанавливаются градиенты концентраций. А в работе [6] показано, что разность концентраций между двумя частями системы есть термодинамическая сила, вызывающая поток вещества, аналогично разности температур приводящей к необратимому потоку теплоты. Таким образом, с ростом кристаллизующегося оливина (Ol_0) будут расти T и мощность зон диффузии, которые имеют динамично-стационарный необратимый характер. Такие квазистатические микроизменения на диаграмме показаны традиционно ломанными тонкими пунктирными линиями в надликвидусной области Fo от точки (0) до (1) и вследствие этого повышается и магнезиальность оливина (Ol_1). Рост магнезиальности ореолов вокруг оливина происходит естественно за счет истощения прилегающих областей остаточного расплава от точки (0) до (5), показанными также пунктирными линиями.

В результате гравитационного осаждения оливина формируется нисходящая зона – кристаллизации и накопления оливина (рис. 1 Б). Массовая осадка оливина приводит к истощению магнием расплава, что приводит к повышению железистости оливина кристаллизующего на верхних уровнях. На нижнем уровне этой зоны наиболее высокотемпературный и магнезиальный оливин (Ol_1) будет сосуществовать с расплавом (l_1) точки (1) на ликвидусе, а на верхнем уровне – поздний более железистый оливин (Ol_4) с расплавом (l_4) точки (4). Следует особо подчеркнуть, что оливин находится в равновесии с составом ореола магнезиального расплава, а не с составом окружающего остаточного расплава. Здесь также имеется в виду, конечно, реальное изменение железистости оливина в ультрамафитах, а не по диаграмме Fo–Di. Это соответствует тому, что в системе Fo–Di, где форстерит дает узкий интервал твердого раствора с молекулой монтичеллита – $CaMgSiO_4$ [4], с понижением температуры форстерит, сосуществующий с жидкостью, будет обогащаться кальцием.

В процессе гравитационного осаждения оливинов уводящих с собой ещё некоторые порции прилегающего к ним «облачного» ореола магнезиального расплава, происходит обеднение остаточного расплава MgO и накопление в нем SiO_2 и других расплавофильных элементов. Истощенный магнезией остаточный расплав вначале занимал только прилегающие области вокруг зерен оливина с ореолами магнезиального расплава, но аккумуляционнное уплотнение оливина приводит к слиянию таких областей истощения и усиливает выжимание остаточного расплава, чему способствует тепловая конвекция, созданнаявыделением скрытого тепла кристаллизации. Состав такого остаточного расплава изменяется от (l_0) до (l_7) снизу вверх на разрезе (рис. 1, Б), но в подогретом состоянии он находится ещё выше ликвидуса оливина, означающий невозможность кристаллизации из него оливина. Следовательно, в отличие от равновесной подсистемы оливин – магнезиальный расплав ореола, однофазная

жидкая вполне подвижная подсистема остаточного расплава, согласно правилу фаз, приобретает вторую степень свободы, т.е. наряду с независимым изменением температуры, определяемой отводом тепла от магмы, её состав может независимо изменяться за счет подъема легкоплавких компонентов тепловыми конвективными потоками. Из остаточного расплава, имеющего доэвтектический состав (l_0 -l_7) до точки (7), при понижении Т продолжается выделение оливина, но количество последнего постепенно угасает и прекращается выделение скрытой теплоты кристаллизации, в результате чего тренды температур магнезиального ореола и остаточного расплава смыкаются (рис. 1, А–В).

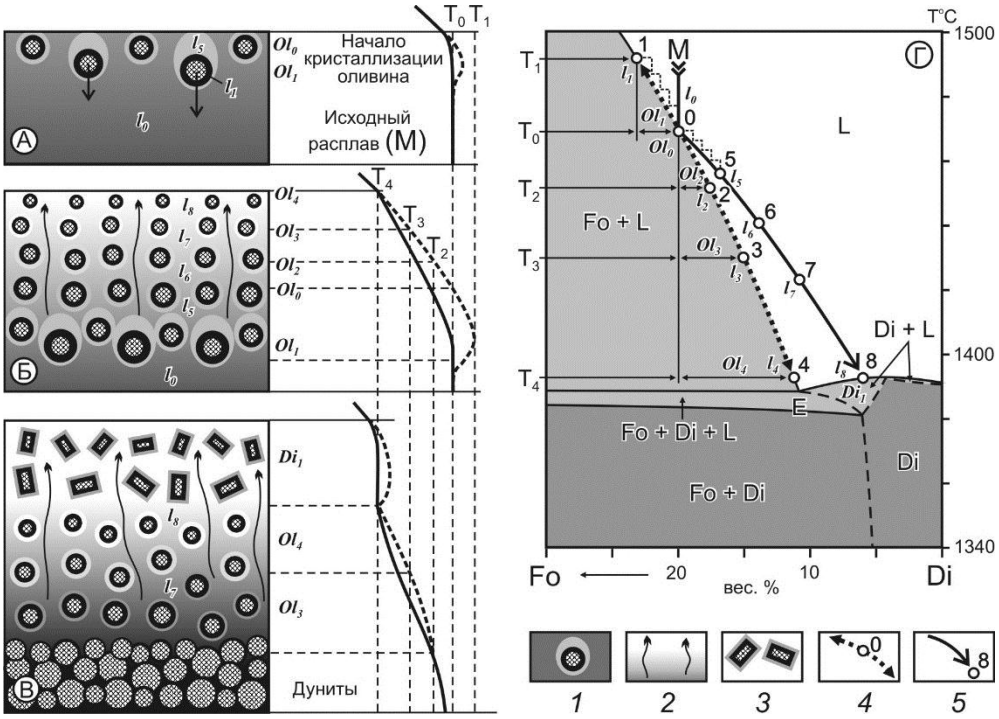


Рис. 1. Схема термодиффузионно-конвективно-кумуляционного механизма расслоения магмы:

1 – оливин (штриховка) с ореолами обогащения (черное) и истощения (светло-серое) магнезией в исходном расплаве (серое); 2 – остаточный расплав с конвективными потоками; 3 – пироксен с ореолами обогащения и истощения; 4 – тренды изменения состава магнезиальных расплавов ореолов оливина; 5 – тренд изменения состава остаточного расплава. А–В – разрезы последовательных стадий кристаллизации магмы с температурными кривыми (сплошные – остаточного расплава, пунктирные – магнезиальных расплавов ореолов). Г – фазовая диаграмма системы Fo–Di по [4].

Когда состав заэвтектического остаточного расплава по надликвидусной траектории достигнет точки (8) на ликвидусе Di, тогда с кровли магматического резервуара из расплава (l_8) начинается кристаллизация диопсида (рис. 1, В).

Развитие зоны кристаллизации и аккумуляции пироксена будет идти подобно вышеописанной схеме для оливина и произойдет наложение клинопироксенитового слоя на дунитовый. Анхимономинеральные дуниты формируются из плотно упакованных зерен аккумуляционного оливина, в интерстиционных полостях которых сохранилось лишь небольшое количество магнезиального расплава. Из последнего дорастают зерна оливина, а остаток дает незначительное количество диопсида. Как было рассмотрено автором ранее [5] при частом цикличном перескакивании тренда изменения остаточного расплава с поля кристаллизации одного минерала на другое вблизи котектической линии может формироваться ритмичное переслаивание анхимономинеральных слоев дунита и клинопироксенита.

Когда магма кристаллизуется быстро из-за малых объемов или быстрой потери тепла, тогда не происходит полного разделения кумуляционных фаз оливина, термодиффузионного и конвективного разделения расплава на магнезиальный и истощенный остаточный, что приводит к формированию порфировидных ультрамафитов с вкрапленниками сверхэвтектического оливина, сцементированных более мелкозернистым остаточным эвтектическим оливин-пироксеновым агрегатом. Таким образом, одним из основных мотивов развития предложенной схемы фракционирования магмы, наряду с гравитационным осаждением кристаллов и сопутствующим ему конвективным подъемом легкоплавкого остаточного расплава, является термодиффузионное перераспределение элементов между твердым и жидким фазами, обусловленное выделением скрытой теплоты кристаллизации расплава. Такой механизм расслоения магмы можно назвать термодиффузионно-конвективно-кумуляционным, а для его более детального количественного описания необходимо учитывать многие факторы, такие как состав магмы, глубину формирования, форму и объем тела, теплопроводности магмы и вмещающих пород, вязкость расплава и скорость оседания твердых фаз и другие.

Литература:

1. Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд. ИЛ. 1949. 303 с.

2. Карпов И.К., Кашик С.А., Пампура В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М.: Наука. 1968. 143 с.

3. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд. АН СССР. 184 с.

4. Кусиро И., Шерер Дж.Ф. Новые данные по системе диопсид-форстерит-кремнезем // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра. 1969. с. 52-62.

5. Округин А.В. Циклическая диффузионно-кумуляционная модель ритмической расслоенности в мафит-ультрамафитовых интрузивах // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск. Изд. дом СВФУ. 2014. с. 326-330.

6. Пригожин Г., Кондепуди Д. Современная термодинамика. М.: Мир. 2002. 461 с.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЕК ДЖАХТАРДАХСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЛЯ

Орлов Ю.С., Роев С.П., Трунилина В.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Джахтардахское вулканогенное поле входит в состав Индигирского пояса растяжения земной коры, протягивающегося в субмеридиональном направлении от Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса до шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря [2, 3]. В его геологическом строении (рис. 1) принимают участие терригенно-карбонатные породы ордовика и девона и триасовые терригенные образования, смятые в складки, разбитые на блоки многочисленными тектоническими нарушениями и прорванные мощными (до 150 м) силлами и дайками ранне–среднеюрских амфибол–пироксеновых габбро и габбро–диабазов. На этом основании с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегает баррем-аптская осадочно-вулканогенная толща мощностью 900–1000 м, интрудированная многочисленными дайками и мелкими массивами пестрого состава. Петро- и геохимические параметры раннемеловых вулканитов указывают на образование в зонах растяжения активных окраин, позднемеловых – во внутриконтинентальных условиях [3].

Среди даек вулканогенного поля выделяются доинтрузивные, близкие по составу раннемеловым вулканитам основного и среднего состава и являющиеся, как и дайки остальных групп, подводящими каналами покровов (базальты, габбро-диабазы, микродолериты, трахибазальты и андезибазальты); одновременные с интрузиями монцонитоидов (монцониты, латиты, лампрофиры, сиениты, кварцевые сиениты); дайки, наблюдающиеся в основном в теле интрузивов (щелочнополевошпатовые лейкократовые граниты, трахириолиты) и рассматривающиеся как конечные производные монцонит-сиенитового расплава (Орлов Ю.С. и др., 1988 г.).

Дополнительные полевые и камеральные исследования позволили уточнить номенклатуру даек и типоморфизм слагающих их минералов.

Трахибазальты, трахидолериты, трахиандезибазальты, субщелочные габбро-диабазы слагают многочисленные дайки, интрудирующие раннемеловые трахириолиты и риолиты. Мощность даек до 20 м, протяженность – до 2 км. Породы массивные и флюидально-такситовые, мелкопорфировые и гломеропорфировые с выделениями андезин-лабрадора, пироксена и биотита. Основная масса субщелочных габбро-дибазов микрогаббро-офитовая, трахидолеритов – микродолеритовая, трахиандезибазальтов – микролитовая. В ее составе преобладают лейсты плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются призмочки пироксена и таблички биотита, а в неполнокристаллических разностях – также стекло.

Лампрофиры (керсантиты) образуют небольшое серповидное тело среди базальтов и трахиандезитов и дайки мощностью 10–15 м и протяженностью сотни метров среди риолитов. Породы флюидально-такситовые, порфировидные до сериально-порфировых, с субпараллельной ориентировкой табличек биотита и

лампрофировой, участками микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Выделения сложены пироксеном и биотитом, основная масса – ксеноморфными зернами андезина и более идиоморфными – санидина, биотита и пироксена.

Монцониты, сиениты, латиты, кварцевые латиты, трахиандезиты с взаимопереходами между нми – наиболее распространенная группа даек и экструзий. Отмечены как единичные дайки, так и их свиты, небольшие (200–500 м в поперечнике) изометричные в плане выходы с дайками-апофизами. *Монцониты* такситовые с монцонитовой, с элементами пойкилитовой структурой в центре тел и микроаллотриоморфнозернистые, участками микродиоритовые – в эндоконтактах. *Латиты* и *трахиандезиты* порфировые, иногда флюидальные или миндалекаменные, с гиалопилитовым, пилотакситовым или микролитовым матриксом и выделениями андезина, биотита, пироксена, высокого ортоклаза или санидина. Основная масса состоит из андезина, моноклинного пироксена, биотита, иногда кварца и калишпата, промежутки между зернами которых нередко выполнены стеклом.

Дайки *трахириолитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров* и *кварцевых сиенит-порфиров* немногочисленны и различаются, главным образом, степенью кристалличности и количеством калишпата. Породы массивные, порфировые и гломеропорфировые, с аллотриомофнозернистой, микрогранитной, пилотакситовой и микрофельзитовой основной мвссой. Среди вкрапленников преобладают крупные (до 1,5 см) пластинчатые выделения санидина, менее распрстранены вкрапленники кварца и биотита. Плагиоклаз (андезин) среди выделений установлен только вщелочно-полевошпатовых гранитах. В остальных породах он наблюдается только в основной массе среди преобладающего санидина в виде лейст олигоклаз-андезина.

В целом, породы даек при всем разнообразии их петрографического состава обладают близким типоморфизмом породообразующих и акцессорных минералов. Для всех пород характерна пироксен-биотитовая ассоциация вкрапленников. Пироксен повсеместно представлен двумя модификациями: магнезиальным, преимущественно субкальциевым, авгитом и диопсид-авгитом – до диопсида. Наиболее магнезиальные разности (f = 11–22%) определены в трахидолеритах и трахиандезибазальтах, но встречаются и в латитах (f = 13,8%), и даже в трахириолитах (f = 11%). Под микроскопом в большинстве проб по оптическим данным определен также пижонит.

Во всех породах преобладает раннемагматический магнезиальный биотит (f = 12–31%). Железистый биотит (f = 43–56%)появляется главным образом на позднепостмагматическом этапе в полнокристаллических разностях. Расчетные температуры образования раннемагматического биотита и клинопироксена сопоставимы (1150–1000ºС и 1120–1205ºС), что вместе с присутствием обоих минералов во вкрапленниках позволяет предполагать их парагенетичность. При этом максимальные содержания F достигаются в раннемагматическом магнезиальном биотите кварцевых латитов (до 2,5%), а максимальные содержания Cl (до 1%) – в позднемагматическом биотите монцонитов. По соотношению log (xF/xOH) – log (xMg/xFe) (от -1,9 до -1,4и от –0,05 до +0,5), а также соотношений фтористости и железистости (F = 0,2–0,8% при f = 12–40%) наиболее ранние

биотиты даже наиболее кремнекислых пород, сопоставляются сбиотитами корово-мантийных или мантийных образований образований [4, 1].

Из амфиболов наиболее распространена магнезиальная роговая обманка. Она, как правило, не дает самостоятельных порфировых выделений, а развивается по вкрапленникам пироксена и замещается каннилоитом или железистым актинолитом. В трахириолитах и монцонит-порфирах определены также эденит и паргасит.

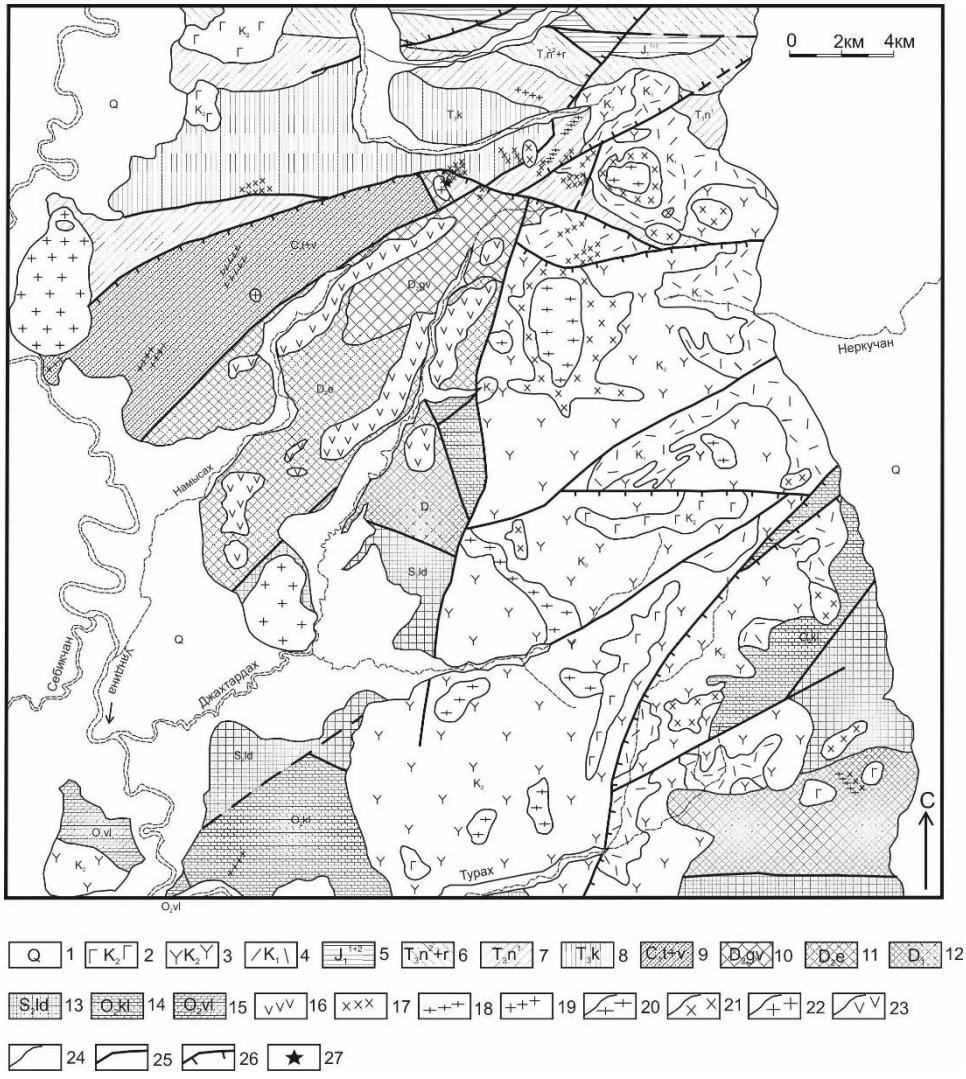


Рис.1. Схематическая геологическая карта Джахтардахского вулканогенного поля (по материалам А.В. Дорофеева, 1980 г. и Ю.С. Орлова, 1988 г.)

1 – четвертичные отложения; 2 – трахибазальты и трахиандезибазальты K_2; 3 – трахиандезиты, латиты K_2; 4 – трахириолиты, дациты, их туфы, алевролиты K_1; 5 – аргиллиты и алевролиты J_1; 6 – песчаники, алевролиты и аргиллиты T_3n^2; 7 –песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов и прослоями известняков T_3n^1; 8 – аргиллиты с пластами алевролитов и песчаники T_3k; 9 –аргиллиты, алевролиты, песчаники C_1; 10 – известняки, алевролиты,известково-глинистые сланцы D_2gv; 11 - известняки с пластами песчаников и известково-глинистых сланцев D_2e; 12 – известняки с прослоями известково-глинистых сланцев D_1; 13 – мраморизованные известняки, доломиты и сланцы S_2; 14 –глинистые известняки O_2; 15 - сланцы и мергели O_2; 16–19 – дайки: 16– трахибазальты, долериты; 17 – трахиандезиты, латиты, монцонит-порфиры; 18 – щелочные базальты; 19 – трахириолиты, риолит- и гранит-порфиры; 20–23 – массивы: 20 – сиениты и кварцевые сиениты; 21 – монцониты; 22 – граниты; 23 – габбро и габбро-диабазы; 24 – геологические границы; 25 – тектонические контакты; 26 – то же, с указанием направления падения; 27 – Джахтардахское оловорудное месторождение.

Во всех породах присутствуют Cl- и F-апатиты с повышенными концентрациями Ce_2O_3 (до 0,41%), La_2O_3 (до 0,38%), Y_2O_3 (до 0,88%); ильмениты с содержанием MgO не более 1,5% (высокотемпературная модификация – до 5,4% MgO сохраняется в единичных образцах); интенсивно окиленный магнетит; цирконы с отношениями ZrO_2/HfO_2 = 40–60. Обычные для цирконов основных пород значения этих отношений установлены в центре одного зерна циркона из латита (ZrO_2/HfO_2 = 86) и в центре зерна циркона из трахириолита (ZrO_2/HfO_2 = 75), а самые низкие, типичные для преобразованных цирконов (9–22), – в латите. Эти последние обладают и самыми высокими содержаниями Y_2O_3. Единичные зерна пироп-альмандина присутствуют в лампрофирах, кварцевых латитах, граносиенитах и трахириолитах. Наиболее магнезиальные из них установлены в дайке граносиенита (24,7–29,4% *ру).* Сульфиды представлены арсенопиритом, пирротином, пиритом, антимонитом и галенитом.

Установленная общность типоморфизма породообрзующих и акцессорных минералов даек позволяет рассматривать все эти образования в составе единой шошонит-латит-трахириолитовой формации.

Литература:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. - М.: Недра, 1986. 192 с.

2.Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного.Якутск. 1996. 132 с.

3. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулкано-плутонические пояса северо-востока Якутии. Якутск: «Сахаполиграфиздат». 2007. 152 с.

4. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In termodynamic modeling of geological materials / Minerals, Fluids and Melts. Reviewsinmineralogy. Michigan, 1987.v. 17. P. 235-321.

УСЛОВИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АРХЕЕ

Павлов А.Г., Пак Н.Л.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Гипотеза об аккреционном происхождении планет солнечной системы не может объяснить,почему первичная Земля была горячей,как образовались материки, разновозрастные горные системы, причины развития тектоно-магматических циклов, особенности архейских пород (с возрастом до 3,5 миллиарда лет), чем обусловлен различный химический состав планет, и, наконец, почему некоторые планеты вращаются в обратную сторону.

Авторы, в своих ранних работах [14,15], опираясь на накопленные знания по геологии нашей планеты и открытий астрономии, астрофизики утверждали, что Земля образовалась не путем аккреции, а при взрыве сверхплотного космического тела. В настоящей работе авторами предпринята попытка последнюю гипотезу подтвердить установленными геологическими фактами в разрезе архейских пород континентов мира.

Как показывают геологические исследования [16,17], древнейшие архейские породы с возрастом до 3,5 миллиардов лет образовывались одновременно на всех континентах земного шараи в совершенно иных геологических условиях, чем в протозое и фанерозое. О существовании особых условий формирования архейских пород могут свидетельствовать следующие факты: *во-первых*, отсутствие в толщах нижнего архея конгломератов и гравелитов [16, 5, 8]; *во-вторых,* выдержанность состава толщ архея по всему простиранию коры, наблюдаемая на всех континентах мира; *в-третьих* отсутствие фациальной зональности линейного типа в горных породах; *в-четвертых*, для всех материков удивительно сходны строение и последовательность залегания архейских толщ; *в-пятых,* во многих районах в архейских толщах заключены прослои и неправильные обособления, состоящие из железных руд, стратиформные тела метаанортозитов, ассоциация метабазитов с кварцитами и высокоглиноземистыми породами, несомненно, появившиеся при дифференциации первичного вещества Земли, находившегося в расплавленном состоянии. *Следующий, шестой* факт - это резкое отличие тектонических структур архея от протозойских и фанерозойских складчатых сооружений. Для древнейших гнейсовых комплексов наиболее характерны изометричные или удлиненные, неправильной, овальной или округлой формы структуры, напоминающие купола с размерами от 100 до 800 км в поперечнике. Внутри куполов большие складки осложнены складками течения более высоких порядков, вплоть до микроплойчатости. Интенсивность деформации находится в прямой связи с насыщенностью пород гранитным материалом [10, 5, 8, 16]. Куполообразные архейские складки группируются в виде больших замкнутых систем, располагающихся без видимой системы по всему полю развития гнейсовых комплексов.Такая особенность складок свидетельствует о том, что комплексы архейских пород не образовывались во впадинах между жесткими глыбами в пределах геосинклинальных прогибов как более поздние складчатые сооружения, а сформировались, когда тонкая земная кора находилась в полупластичном

состоянии, в результате «вскипания» еще очень горячего жидкого корового вещества. *В-седьмых,* для всех архейских комплексов характерна высокая степень изменения пород, соответствующая гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Слабо измененные породы, отвечающие зеленосланцевой фации или эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма, в архейских комплексах не известны. Архейские глубокометаморфизованные образования во всех регионах составляют единые комплексы, лишенные внутренних несогласий и зональности метаморфизма.

Все вышеперечисленные факты свидетельствуют о том, что формирование архейских толщ обусловлено не осадконакоплением на дне водоема, а химической и физической дифференциацией вещества молодой горячей планеты с расплавленной поверхностью.

О существовании первично горячего состояния молодой Земли говорят все исследователи-геологи, независимо от различий во взглядах об её происхождении и развитии. Расплавленной первичную Землю представлял французский ученый Эли де Бомон.Для этих исследователей генератором тепла считается температура, вырабатываемая распадом радиоактивного вещества, находящегося внутри нее. О существовании такого количества этих элементов, способного расплавить все вещество Земли, в составе первичной планеты еще нет доказательств. Более того, последние исследования О.Г. Сорокина и С.А. Ушакова [18] показывают, что вклад радиоактивных элементов в энергетику Земли оказался значительно более скромным, чем это признавалось ранее.

Как мы раньше излагали [14, 15] первоисточником веществ звезд, планет, комет, метеоритов, газа, пыли и нашей планеты может являться продукты взрыва сверхплотного, высокотемпературного с дифференцированным веществом квазара или черной дыры. Подобная точка зрения впервые была выдвинута академиком В.А. Амбарцумяном [2]. И хотя подтверждается немногими астрономами [3, 7], она, по мнению авторов, имеет большое будущее. Естественно, вещества обломков, отделившиеся от такого дифференцированного тела, должны различаться химическим составом и значениями физических параметров. И действительно, наблюдательной астрономией в пределах нашей Галактики установлены звезды самого различного размера, массы, плотности с различными классами спектров [7, 11, 19]. В нашей звездной системе, которая называется Солнечной, у планет-гигантов иной химический состав, иная природа атмосфер, чем у планет земной группы. Также эти планеты различаются по массе, плотности и, наконец, по характеру вращения вокруг своей оси и вокруг Солнца [2]. Процесс дальнейшего развития отделившихся от квазара «обломков» будет зависеть от его химического состава, физических свойств и от влияния астрофизических факторов. При остывании расплавленной оболочки в холодном космическом пространстве, будет формироваться первичная твердая кора, покрывающая весь земной шар и состоящая из химически дифференцированного вещества. Время образования этой корынашей планеты геологами был назван архейской надэрой.

Такой особый процесс формирования разреза горных пород архея являвшегося фундаментом для развития последующей тектонической истории Земли, никогда не повторялся. Об осадочном происхождении горных пород архея [6] на дне

водоема могли утверждать те исследователи, которые признавали общепринятую геохронологическую шкалу, где абсолютный возраст пород позднего архея приравнен к 2,5 млрд. лет. Наши предположения о происхождении первичной земной коры, хорошо согласуются данными исследователей И.В.Ламберта, К.С. Хейера [9], Накви [13], В.Р. Мерти [12], Д.М. Шоу [20], Борминг Ян, Л.Э. Найкуист [4], датирующие возраст позднего архея 3,5 млрд. лет.

Таким образом, особенности геологического строения архейской коры земного шара, никак не могут подтверждать образование нашей планеты из газово-пылевой туманности. Все имеющиеся геологические факты, установленные вековой практикойцелой армии геологов, не только архейской надэры, но и фанерозойской истории, могут свидетельствовать о взрывном происхождении Земли. Понимание такого происхождения нашей планеты приобретает важное значение при объяснении той истории геологического развития Земли по которой она развивалась и, возможно, особенностей развития других планет Солнечной системы.

Литература:

1. Бакулин П.И., Кононович З.В., Мороз В.И. Курс общей астрономии. М.: Наука. 1977. с 543.
2. Бербиаж Дж., Бербиаж М. Квазары. М.: Мир. 1969.
3. Борминг Ян, Л.Э. Найкунст. Эволюция коры в системе ранняя Земля- Луна. Ограничения, вытекающие из Rb-Sr-исследований. Ранняя история Земли. М.: Мир. 1980. с. 63-87.
4. Борукаев Ч.Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии. – В кн.: Австралия, Африка. Новосибирск, Наука. 1976. с. 5-107.
5. Витязев А.В., Печерникова Г.В. Происхождение Земли и геосфер. Первые 500 млн. лет. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1,.Новосибирск. 2004. с. 46-49.
6. Воронцов-Вильяминов Б.А. Внегалактическая астрономия. – 2-е изд. М.: Наука. 1978. с. 479.
7. Елизарьев Ю.З., Зарубин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий Африки и Аравии. – В кн.: Австралия, Африка. Новосибирск. Наука. 1976. с. 108-213.
8. Ламберт Р.Ст, Чемберлен В.Е., ХолландДж.Г. геохимия архейских пород. Ранняя история Земли. М.: Мир. 1980. С. 380-391.
9. Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука. 1964. с. 59-71.
10. Мартынов Д.Я. Курс общей астрофизики. М.: Наука. 1979. с. 640.
11. Мерт В.Р. Состав ядра и ранняя химическая история Земли. Ранняя история Земли. М.: Мир. 1980. с. 28-40.
12. Накви С.М. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дхарварских образований. Ранняя история Земли. М., «Мир». 1980, с. 295-305.
13. Павлов А.Г. Происхождение месторождений. Новосибирск. Наука. 2005. с.250.
14. Павлов А.Г. Происхождение Земли и условия формирования её коры. LAPLAMBERTAcademicPublishing. 2015. с. 127
15. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра. 1982. 343 с.
16. Салоп Л.И. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра. 1982. 343 с.

17. Сорокин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. МГУ. М. 2002. с. 559.
18. Шкловский И.С. Звезды, их рождение, жизнь и смерть. 2-е изд. М.:Наука. 1977. с. 383.
19. Шоу Д.М. Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры. Ранняя история Земли. М., Мир. 1980. с. 40-63.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Павлова К.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В тектоническом отношении Анабарская антеклиза и одноименная нефтегазоносная область (НГО) находятся на востоке Сибирской платформы. Осадочный чехол в пределах рассматриваемой территории представлен породами байкальского (рифейского) и каледонского (венд-кембрийского) структурно-формационных мегакомплексов.

На большей части севера Анабарской антеклизы доминируют рифейские терригенно-карбонатные отложения, мощности которых существенно различаются по площади НГО. На южном склоне Анабарской антеклизы она достигает первых сотен метров, на восточном увеличивается до 300-500 ина западном склоне - до2000 м.

Породы кембрия выходят на дневнуюповерхность почти по всей территорииАнабарской НГО. Общая мощность достигает 2200 м. Литологический состав слагающих отложений является преимущественно карбонатным. В меньшей степени развиты терригенно-карбонатные образования [1].

Основными структурами 1-го порядка в осадочном чехле являются Анабарский, Оленекский, Мунский своды и разделяющая их Суханская впадина.

В рифейском потенциально нефтегазоносном мегакомплексе перспективными являются песчаники мукунской и билляхской свит. Покрышками могут служить перекрывающие их плотные глинистокарбонатные отложения.

Венд-кембрийский потенциально нефтегазоносный комплекс, охватывающий нижнюю часть каледонского мегакомплекса, содержит в себе два подкомплекса. В нижнем венд-нижнекембрийском подкомплексе роль перспективных горизонтов играют пласты карбонатных песчаников в разрезе старореченской, манькайской и эмяксинской свит. Потенциальными экранами здесь могут быть перекрывающие их плотные доломиты, нередко ангидритизированные, а также доломитовые мергели.

Нижне-среднекембрийский подкомплекс сложен, в основном, глинистыми, карбонатно-глинистыми и кремнистыми отложениями. Выделяемые в их составе нефтепроизводящие отложения куонамского типа содержат компоненты материнских нефтей на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы и на Оленекском поднятии. Залежи нефти, генетически связанные с этими отложениями, могут быть встречены в различных частях данного подкомплекса, в

том числе и непосредственно в глинисто-карбонатных породах куонамской свиты, во многом сходных с баженитами Западной Сибири.

На южном склоне Анабарской антеклизы в строении нижне-среднекембрийского подкомплекса, значительную роль играют рифогенные карбонатные породы. Здесь возможны зоны развития пород с улучшенными коллекторскими свойствами. При этом, наряду с сабховыми фациями, значительную роль играют обломочные образования, приуроченные к окраинным частям рифовой зоны и конкретных органогенных построек. Покрышкой могут служить верхнекембрийские карбонатно-глинистые отложения.

Послетриасовая история скоплений нефти и газа, сформированная в более ранние эпохи, связана с общим воздыманием платформы, интенсивной эрозией и выводом на поверхность в виде зон битумонасыщения уникальных в прошлом залежей нефти на Оленекском поднятии и на склонах Анабарского мегасвода.

По данным К.К. Макарова (1969) в южной части Анабарской НГО перспективным на нефть и газ является Мархинский вал и прилегающие к нему структуры, где в колонковых и глубоких скважинах установлены нефтепроявления и выбросы природного газа. В разрезах скважин на Мархинской площади в низах старореченской свиты (венд) установлен горизонт мощностью до 20 м, состоящий из карбонатных песчаников, пропитанных нефтью [2].

Особый интерес представляет северо-западная часть вышеуказанного вала и расположенная в относительной близости от нее территория, в пределах которой выявлены кенеликянские источники нефти.

Несколько позже, в 80-е годы, в этом районе проведено глубокое поисковое бурение на ряде площадей (Бысытыхская. Айхальская и др.), где отмечены нефтегазопроявления, но притоков нефти не получено.

Территория Анабарской НГО характеризуется региональным распространением обильных битумопроявлений, которые отмечаются в породах рифея, венда, кембрия, перми. Уникальная по запасам зона битумонакопления и конкретное Оленекское месторождение битумов, расположенные в северо-восточной части одноименного сводового поднятия, приурочены к песчаникам пермского возраста.

Кроме того, значительный интерес для геолого-геохимических исследований карбонатных пород на южном склоне Анабарской антеклизы представляют бассейны верхних течений рек Силигир и Мархa. Здесь на площади более чем 6000 км^2 карбонатные породы верхнего кембрия обильно пропитаны нефтью. Из-за невыдержанных коллекторских свойств пород попавшая в них нефть распространена крайне неравномерно.

В колонковых скважинах в районе трубки «Удачная» и Мархинского вала установлены многочисленные проявления асфальтовых битумов и жидкой нефти [1].

Необходимо подчеркнуть, что Анабарская НГО в целом приурочена к Среднесибирскому плоскогорью и в геологическом отношении тяготеет к числу преимущественно внутренних территорий, которые по истории развития значительно отличаются от четко выраженных краевых частей Сибирской платформы и обрамляющих её прогибов. Строение и потенциальная нефтегазоносность этой НГО в значительной степени предопределены процессами,

происходящими в течение геологической истории в соседних регионах, в том числе - на западе при формировании Курейской (Тунгусской) синеклизы, на севере и востоке взаимосвязано, соответственно, с развитием Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов, на юге синхронно с формированием Вилюйской гемисинеклизы и, в меньшей мере, Сюгджерской седловины. Процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления в Анабарской НГО, особенно в районах, смежных с перечисленными надпорядковыми структурными элементами, происходили, очевидно, взаимосвязано с аналогичными процессами в соседних нефтегазоносных областях.

Периодическая смена тектонических режимов обусловила характерное цикличное строение осадочного чехла. Основные перспективы нефтегазоносности связаны с широко распространенными песчаными горизонтами венда, являющимися базальными по отношению к вышележащему карбонатному разрезу. Зоны развития коллекторов с повышенными ФЕС тяготеют к склонам крупных сводовых поднятий или бортам грабенообразных прогибов древнего заложения.

В различных районах Анабарской НГО возможны также скопления УВ в ловушках смешанного типа, связанные с карбонатными коллекторами различных генетических типов, установленными и прогнозируемыми на различных стратиграфических уровнях. Об этом свидетельствуют многочисленные битумо- и нефтегазонакопления, отмеченные выше на тех или иных территориях. Слабым звеном в комплексе региональных условий нефтегазоносности НГО является отсутствие в разрезе осадочного чехла надежных экранов, способных обеспечить длительную сохранность скоплений УВ разных генераций. В этой связи наиболее перспективные площади тяготеют к её северной и восточной частям, достаточно активно развивавшимся в неотектонический период, в том числе на современном этапе. Здесь возможен подток новых порций УВ, обеспечивающих формирование новообразованных ЗНГН, пополнение и реанимацию прежних залежей и месторождений.

В свете приведенных данных перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории традиционно оцениваются относительно не высоко. Некоторые исключения составляют ее северная и восточная части, где отмечаются более активная тектоническая обстановка, тем более на современном этапе. По разным причинам остаются невыясненными многие вопросы, решение которых будет способствовать более высокой оценке прогнозного углеводородного потенциала Анабарской антеклизы и привлечением внимания исследователей ко многим ее слабоизученным частям и прилегающим территориям. Такой более оптимистический подход обусловлен следующими данными, в том числе полученными буквально в последние годы:

- Южная часть Анабарской антеклизы и одноименной НГО находится в непосредственной близости от смежных территорий Непско-Ботуобинской и Вилюйской НГО с установленной промышленной нефтегазоносностью осадочных горизонтов широкого стратиграфического диапазона – от венда до кембрия на западе – до перми и мезозоя на востоке.

- Обширная полоса развития терригенных коллекторов позднего докембрия, с которыми связаны многие залежи углеводородного сырья на севере Непско-

Ботуобинской НГО, уверенно прослеживается не к северу, как считалось ранее, а к северо-востоку вдоль генетической границы между южным склоном Анабарской антеклизы и северо-западным бортом Вилюйской синеклизы.

- Состав осадочного чехла и мощности слагающих его структурно-формационных комплексов по сравнению с представлениями прошлых лет в пределах рассматриваемой территории изменяются более резко и дифференцированно. Несколько севернее от южного склона Анабарской антеклизы прослеживается достаточно крупная территория, в пределах которой низы осадочного чехла (ранний венд, рифей) отсутствуют и карбонатные образования позднего венда залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента. Указанная геологическая обстановка весьма благоприятна для формирования крупных зон нефтегазонакопления, связанных с региональным выклиниванием потенциально нефтегазоносных горизонтов позднего докембрия.

К востоку от вышеуказанной «лысой» части Анабарской антеклизы, примерно на широте поселка Жиганск, мощности появившихся в разрезе рифейских отложений резко увеличиваются в сторону Верхоянья до 3 км и более, что свидетельствует о возможном наличии здесь, помимо Вилюйского, еще одного крупного очага нефтегазообразования с древним заложением и весьма продолжительным геологическим развитием [3].

- Более высокой оценке перспектив нефтегазоносности будет способствовать также детальное решение таких актуальных вопросов, как история заложения и развития Суханской впадины; влияние на нефтегазоносность осадочного чехла целого ряда ранее выделенных зон глубинных разломов; комплексное изучение геологических факторов, контролирующих нефтегазоносность карбонатных горизонтов разного генезиса в сложных геологических условиях юга Анабарской антеклизы.

Литература:

1. Анциферов А.С. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др. // под ред. А.Э. Конторовича. М.: Недра. 1981. 552 с.

2. Макаров К.К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного склона Анабарской антеклизы. Ленинград. 1969. 26 с.

3. Ситников В.С. и др. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия) / В.С. Ситников, И.А. Кушмар, Т.К. Баженова и др. // под ред. В.С. Ситникова, О.М. Прищепы. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ». 2014. 436 с.

ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕНОСНОСТИ КУОНАМСКОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Парфенова Т.М.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

Черносланцевый куонамский комплекс нижнего и среднего кембрия с 1970-х годов рассматривают не только как генератор нефти, но и как один из перспективных нефтеносных объектов на Сибирской платформе [2-4, 6, 9]. Отмеченные внутрирезервуарное перераспределение битумоидов и битумопроявления позволили предположить аккумуляцию нефти в куонамском комплексе и выдвинуть его в самостоятельный объект поисковых и разведочных работ на нефть и газ. В настоящем сообщении представлено обобщение результатов литолого-геохимических исследований, направленных на формирование основы для оценки нефтегазоносности куонамского комплекса на Сибирской платформе.

В 1950-60-е годах сотрудники ВНИГРИ проводили исследования перспектив нефтегазоносности южного склона Анабарского массива. [5]. Ими изучались кембрийские отложения в районе рек Верхний Кенелекан (Б.В. Тимофеев) и Силигир (К.К. Макаров). Для пород нижнего и среднего кембрия *битуминозной свиты*, как в то время называли куонамскую, были проанализированы битумоиды. Их содержание в аргиллитах составило 0,96 %, а в прослоях известняка – 0,063 %. К.К. Макаров отметил, что битумоид в этих породах находится в дисперсно-рассеянном состоянии, редко наблюдаются скопления асфальтитов в изолированных кавернах известняков. Со ссылкой на В.В. Петропавловского автором было указано, что пористость пород составляет 3-4 %, в нижней части разреза повышается до 7 %.

Б.А. Клубовым проведено исследование пород и органического вещества (ОВ) куонамского горизонта из опорного разреза на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы [3, 4]. В темно-серых кремнистых известняках по трещинам им обнаружены макропроявления асфальтитов и асфальтов. Битуминологический анализ позволил выявить присутствие паравтохтонных или первично-миграционных битумов в породах куонамского горизонта. В результате литолого-геохимического исследования автором показано, что куонамский комплекс сложен пропластками, образующими благоприятное сочетание битумоматеринских и коллекторских разностей. Интерпретируя данные пиролиза, Б.А. Клубов пришел к выводу о неполной реализации генерационного потенциала горючими сланцами. Кремнистые известняки и известково-кремнистые породы, как предполагает автор, реализовали свой материнский потенциал в большей степени и содержат как первичные, так и вторичные битумоиды и битумы. Учитывая низкие содержания ОВ и более метаново-нафтеновый состав битумоидов, органогенные известняки Б.А. Клубовым предложено рассматривать как коллектор.

Анализ распространения нафтидов в обогащенных ОВ породах куонамской свиты в разрезах северо-востока Сибирской платформы на р. Молодо, р. Муна и р. Кюленке [7] позволил установить, что они наблюдаются на трех уровнях – в ***маспакыйском, малокуонамском и амыдайском литологических горизонтах*** (сверху вниз). В ***маспакыйском горизонте*** изучено нафтидопроявление из черной плитчатой кремнисто-карбонатной породы. В этом горизонте нефтесодержащими могут быть глинисто-карбонатные, глинисто-кремневые и смешанные углеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы. Перспективно нефтеносным интервалом в куонамской свите является ***малокуонамский горизонт***, сложенный светлыми биокластическими трещиновато-кавернозными известняками. В качестве потенциально нефтенасыщенного следует рассматривать и ***амыдайский*** литологических горизонт, в котором в разрезах р. Муна и р. Кюленке выявлено наличие нафтидов. Известно, что слоистая структура нефтепроизводящих и потенциально нефтесодержащих интервалов способствует образованию и первичной миграции нефти в осадочных толщах [1, 11]. Чередование в ***маспакыйском и амыдайском горизонтах*** массивных или плитчатых часто трещиноватых и кавернозных углеродистых силицитов, карбонатных пород и пород смешанного состава с тонкослоистыми высокоуглеродистыми аргиллитами и глинисто-кремнистыми породами образует единую генерационно-аккумуляционную нефтяную систему с ***малокуонамским*** перспективным на нефть горизонтом внутри нее. В ***бороулахском горизонте*** пока не было встречено признаков нефтеносности. Этот потенциально нефтепроизводящий уровень в нижней части куонамских отложений можно рассматривать в качестве флюидоупора. Слабая изученность куонамской свиты глубокими скважинами ниже зоны гипергенеза позволяет надеяться, что нафтидопроявления и интервалы нефтенасыщения будут обнаружены и в этом горизонте.

В 1974 году Б.С. Неволин, С.В. Потапов, В.Т. Гудзенко и Ф.В. Каминский представили результаты изучения отложений кембрия на юго-востоке Сибирской платформы. Анализ пород иниканской свиты показал, что общая пористость в известняках глинистых слабодоломитистых изменяется от 0,38 до 10,76 %, в известняках битуминозных – от 1,46 до 18,98 %, в доломитах известковистых – от 2,62 до 8,92 %, в карбонатно-глинисто-кремнистых породах – от 2,23 до 15,41 %, в аргиллитах – от 11,68 до 19,03 %. Авторами высказано предположение о благоприятных условиях для возникновения и сохранения скоплений нефти и газа севернее приустьевой части реки Чабды, в районе погружения иниканской свиты на глубины 600-2000 м, где она ограничена хорошо экранирующими горизонтами [6].

В ИНГГ СО РАН выполнены исследования пород куонамского комплекса (иниканская свита) разреза скв. Хоточу № 7 Лено-Амгинского междуречья [8]. С использованием битуминологии и пиролиза изучена коллекция обогащенных ОВ пород кембрия. Проведен анализ генерационных свойств потенциально нефтепроизводящих пород. Показано, что углеродистые и низкоуглеродистые породы обладают высокими нефтепроизводящими свойствами, уровень катагенеза ОВ соответствует главной зоне нефтеобразования. Кроме этого в разрезе

куонамского комплекса выявлен повышенный битумоидный фон, указывающих на генерацию нефтяных компонентов углеродистыми и низкоуглеродистыми породами. Высокие значения битумоидных коэффициентов (более 10 %) связаны авторами с процессом первичной миграции во вскрытых скважиной уровнях и насыщенности кремнистых и карбонатных пород паравтохтонными битумоидами.

В последние годы в СНИИГГиСе проводится изучение кернового материала иниканской свиты скв. Усть-Майская-366 методами литологии, геохимии и петрофизики [10]. Исследователями представлен опыт оценки перспективности куонамского комплекса на присутствие сланцевой нефти. П.Н. Соболевым с коллегами высказано предположение, что так называемым «пороговым» значением содержания автохтонного рассеянного ОВ, выше которого возможность обнаружения нефти в куонамском комплексе возрастает, является концентрация равная 6 %.

Заключение. На участках Сибирской платформы, где куонамский комплекс является высокоуглеродистым, содержащим ОВ на уровне мезокатагенеза, подстилается и перекрывается покрышками, следует проводить поисково-разведочные работы на нефть в куонамском резервуаре.

Работа выполнена при поддержке проектов № VIII.73.4.3, № VIII.73.2.1, программы Отделения наук о Земле (ОНЗ-1 РАН).

Литература:

1. Вышемирский В.С., Конторович А.Э., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов. – Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ие, 1971. – Вып. 143. – 167 с.

2. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. – М.: Недра, 1981. – 552 с.

3. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. – М.: Наука, 1983. – 208 с.

4. Клубов Б.А., Гревцев А.В., Щербань О.В. Нафтидогенез и вторичные изменения в породах куонамского горизонта Сибирской платформы в свете новых литолого-битуминологических данных // Пути эволюции органического вещества в земной коре. –Л.: ВНИГРИ, 1984. – С. 110-119.

5. Макаров К.К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейнов рр.В.Кенелекан и Силигир на южном склоне Анабарского щита // Материалы по геологии и нефтеносности Якутской АССР. – Тр. ВНИГРИ. – Вып. 130. – 1959. – С. 81-106.

6. Неволин Б.С., Потапов С.В., Гудзенко В.Т., Каминский Ф.В. Кембрийские отложения доманикового типа востока Алданского щита // Советская геология. – 1974. – № 3. – С. 83-94.

7. Парфенова Т.М., Каширцев В.А., Коровников И.В. Новые находки нафтидопроявлений в породах среднего кембрия на северо-востоке Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электрон. науч. журнал. – 2014. – Т. 9. – № 2. – С. 1-22.

8. Парфенова Т.М., Коровников И.В., Меленевский В.Н., Эдер В.Г. Геохимические предпосылки нефтеносности кембрийских отложений Лено-Амгинского междуречья (юго-восток Сибирской платформы) // Геология нефти и газа. – 2009. – № 1. – С. 87-91.

9. Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И. и др. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений). – Тр. СНИИГГиМСа: вып. 130, М.: Недра, 1972. – 200 с.

10. Соболев П.Н., Попова М.В., Прокудин С.Г. Доманикоидные отложения иниканской свиты нижнего-среднего кембрия в скважине Усть-Майская 366 (юго-восток Сибирской платформы) // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 23-25 июля 2015 г. – Якутск: Асхаан, 2015. – С. 81-84.

11. Трофимук А.А., Конторович А.Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроводящих толщ // Геология и геофизика. – 1965. – № 12. – С. 3-14.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ КУН-МАНЬЁНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Песков А.Ю.[1], Диденко А.Н.[1,2], Гурьянов В.А.[1]

[1]ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

[2]ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

На юго-востоке Алдано-Станового щита Сибирского кратона относительно недавно выделен кунманьёнский палеопротерозойский интрузивный комплекс малых интрузий [1] (рис. 1). В пределах данного комплекса выявлено 2 крупных Cu–Ni месторождения cPt рудоносностью. Возраст вебстеритов этого комплекса оценивается в 1700 ± 12 млн лет (U-Pb, по цирконам), Sm-Nd изохрона по пироксенам, плагиоклазам и слюде показывает 1812 ± 66 млн лет [1]. Объектом петро- и палеомагнитных исследований явились вебстериты и кортландиты, отобранные из четырех геологических тел кунманьёнского интрузивного комплекса: даек «Меридиональная» и «Черный Исполин», а также силлов «Кубук» и «Икэн». Интрузии слагают несколько пространственно разобщенных линейно-вытянутых в северо-западном направлении (за исключением дайки «Меридиональная») структур.

Петромагнитные исследования

В результате проведенных петромагнитных исследований рассчитаны направления максимальной, средней и минимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости (АМВ). Для изученных образцов из даек «Меридиональная» и «Черный Исполин» координаты максимальной оси эллипсоида АМВ совпадают с азимутом и углом падения этих тел. Для образцов из силла «Кубук» максимальная ось эллипсоида АМВ совпадает с азимутом простирания тела, а средняя ось эллипсоида – с азимутом и углом его падения. Таким образом, в изученных образцах мафит-ультрамафитов установлена связь между АМВ и формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

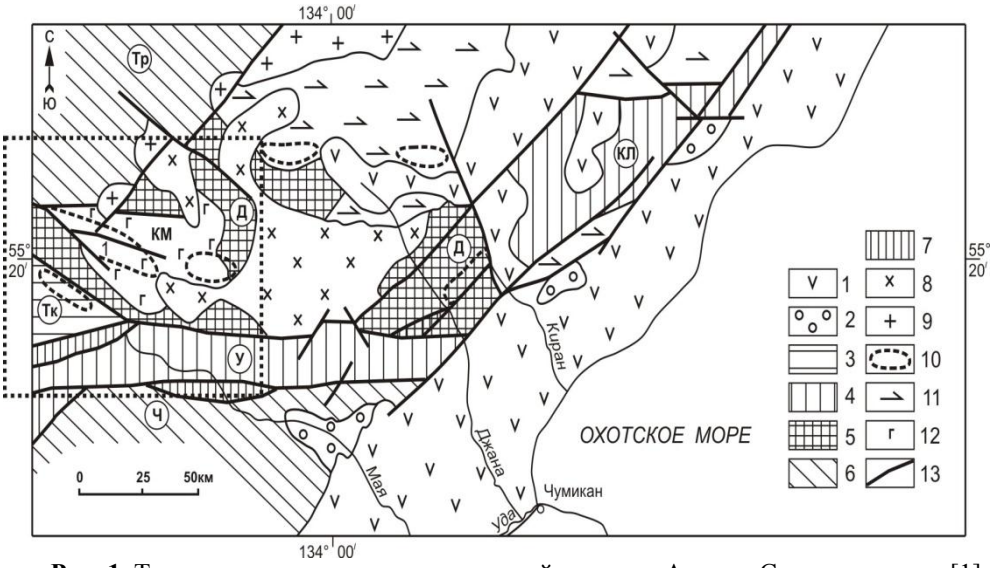


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной окраины Алдано-Станового щита [1]. Условные обозначения: 1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса. 2 – осадочно-вулканогенные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. 3–6 – раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента: 3 – Туксанийский (Тк) гранулито-мраморно-кристаллосланцевый блок; 4 – Удско-Майский (У) и Кирано-Лавлинский (КЛ) гранит-зеленокаменные троги (грабены); 5 – Джанинский (Д) гранулито-кристаллосланцевый; 6 – Тырканский (Тр) гранулито-гнейсовый и Чогарский (Ч) гранулито-гнейсо-кристаллосланцевый. 7 – зоны динамометаморфизма. 8 – меловые гранитоиды. 9 – палеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса. 10 – ареалы малых тел палеопротерозойских никеленосных мафит-ультрамафитов кунманьёнского комплекса (1 – Курумканский ареал). 11 – архейские анортозиты Джугджурского массива. 12 – архейские метагабброиды Кун-Маньёнского массива (КМ). 13 – разрывные нарушения. Пунктирная линия – контуры кунманьенского интрузивного комплекса.

По данным термомагнитного анализа (ТМА) основным носителем намагниченности в изученных вебстеритах и кортландитах кунманьенского комплекса является магнетит с температурой (точкой) Кюри (Тс) 575 – 580 °С.

Палеомагнитные исследования

В результате проведенных палеомагнитных исследований выделена древняя характеристическая компонента намагниченности (ChRM) во всех исследованных интрузивных телах. Средние направления ChRM для даек «Черный Исполин» и «Меридиональная» имеют близкие значения: Dec = 40.8°, Inc = 29.6°, K = 29.2, a95 = 12.6°;Dec = 28.2°, Inc = 41.2°, K = 13.8, a95 = 12.1°, соответственно (рис. 2а) [2]. Средние направления НТС, полученные по силам «Икэн» и «Кубук» также близки между собой (Dec = 56.7°, Inc = 58.7°, K = 24.1, a95 = 15.1°;Dec = 61.8°, Inc = 54.6°, K = 24.8, a95 = 9.9°, соответственно), но отличаются от средних направлений ChRM, полученных по дайкам (рис. 2б). Данное распределение средних направлений ChRM позволяет выделить, по крайней мере, два магматических этапа

в формировании кунманьенского комплекса. Согласно имеющимся оценкам изменения направления геомагнитного поля [4] перерыв между магматическими этапами составлял≈ 1000 лет.

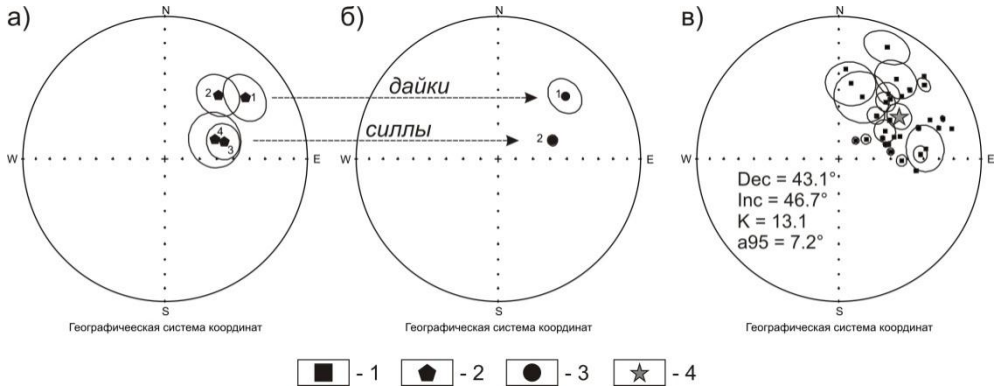


Рис. 2. Распределение проекций направлений высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в мафит-ультрамафитах Кун-Маньёнского рудного поля для: точек отбора (сайтов) (а), типов интрузивных тел (б), образцов (в).

Условные обозначения: 1 – проекция направления ChRM образца; 2 – проекция среднего направления ChRM в точке отбора (сайта); 3 - проекция среднего направления ChRM для каждого типа интрузивного тела; 4 - проекция среднего направления ChRM для всех изученных образцов.

Для всех изученных геологических тел было рассчитано общее направление ChRM по сайтам и по образцам. Для определения координат палеомагнитного полюса было использовано среднее направление ChRM, рассчитанное по образцам: Dec = 43.1°, Inc = 46.7°, K = 13.1, a95 = 7.2° (рис. 2в).Координаты палеомагнитного полюса, с учетом поправки за разворот Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского в палеозое [5], составили: Plat = -55.3°, Plong = 100.8°, dp = 9.3°, dm = 6.0°. Рассчитанные координаты палеомагнитного полюса близки к сегменту траектории кажущейся миграции плюса (APWP) Сибири [3] на ≈ 1710 – 1730 млн лет.

В результате проведенных петромагнитных и палеомагнитных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости изученных мафит-ультрамафитов связана с формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

2. Направления ChRM в изученных интрузивных телах фиксируют, по всей вероятности, два магматических этапа формирования Кун-Маньёнского рудного поля с перерывом между этапами ≈ 1000 лет.

3. Возраст ChRM, установленной в мафит-ультрамафитах кунманьенского комплекса, оценивается в 1710 – 1730 млн лет. Сопоставление с имеющимися геохронологическими данными (1700 ± 12 млн лет (U-Pb, по цирконам) [1]) свидетельствуют о первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности.

4. Полученные палеомагнитные данные подтверждают, что полная консолидация Сибирского кратона произошла во второй половине палеопротерозоя (на рубеже ≈ 1720 млн лет Сибирский кратон являлся единым тектоническим элементом).

Работа выполнена в рамках Гос. Задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании РФФИ (проект № 15-05-03171а), Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-030).

Литература:

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. АН. 2009. Т. 425, № 4. С. 505–508.

2. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Косынкин А.В. Петро- и палеомагнитные исследования кортландитов кунманьёнского интрузивного комплекса // Вестник ДВО РАН. - 2014. - № 4 (176). - С. 32-39.

3. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu, Guryanov V.A., Kosynkin A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian research. 2015. P. 58–77.

4. Gallet Y., Genevey A., Le Goff M. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Pl. 2002. Int. V. 131 (1). P. 1–89.

5. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276 P. 229 – 242.

ВЕРХНЕЧИМИДИКЭЭНСКОЕ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЕ – РЕЛИКТ МЕЖМЕРЗЛОТНОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА

Петров Д. М.

Якутская поисково-съемочная экспедиция, г. Якутск

На водоразделе истоков рек Чимидикээн (левый приток р. Тюнг) и Мунакаан (правый приток р. Муна), в области сочленения Вилюйской синеклизы с юго-западным склоном Анабарской антеклизы было обнаружено «Верхнечимидикээнское» нефтепроявление (рис. 1).

Оно связано с маломощным (до 10 м) горизонтом рыхлых песков нижнеюрского возраста (верхний подъярус плинсбахского яруса, тюнгская свита) в пределах периферической части юрского поля. К югу и востоку от рассматриваемого участка, в направлении к Вилюйской синеклизе и

Предверхоянскому краевому прогибу, мощности юры возрастают до многих сотен метров.

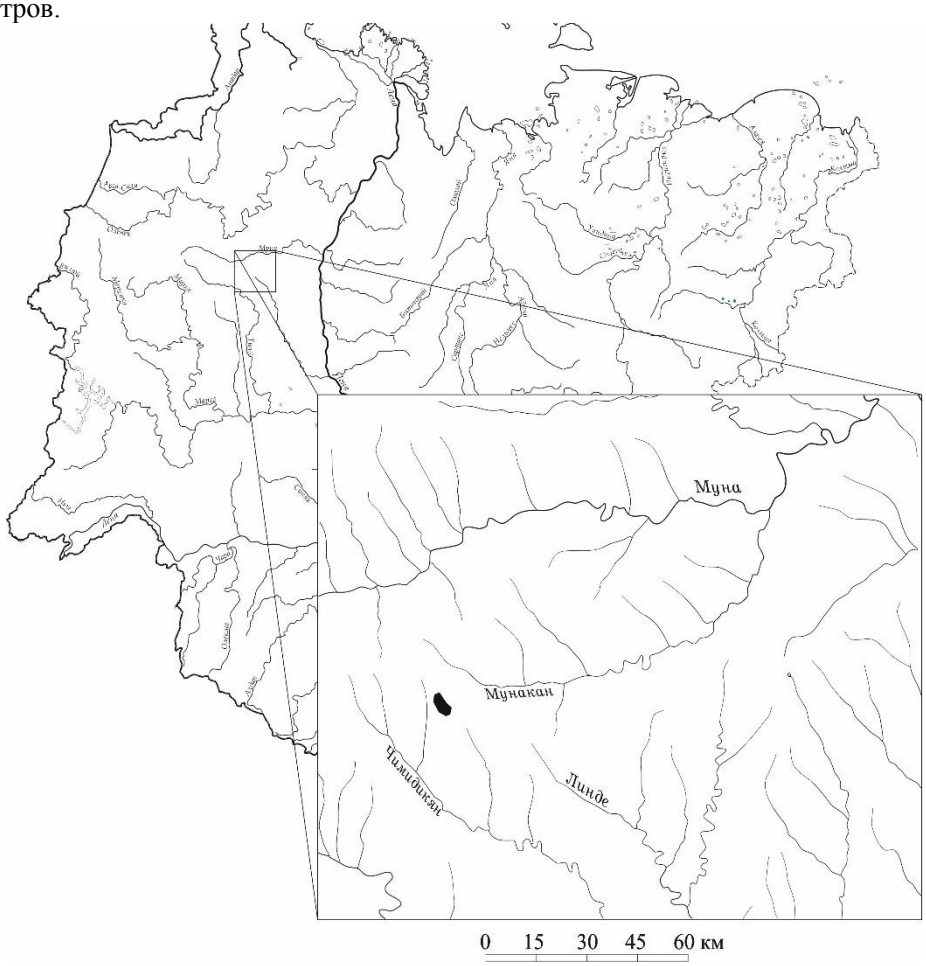


Рис. 1. Обзорная схема расположения Верхнечимидикээнского нефтепроявления

Осадочный чехол сложен, в основном, породами кембрия, залегающими почти горизонтально. На плоских, не затронутых эрозией водоразделах известняки кембрия (средний отдел, майский ярус, силигирская свита) перекрыты маломощным (до 15 м) чехлом глинисто-песчаных отложений нижней юры и квартера. Они изучены исключительно в горных выработках и буровых скважинах.

Представлены нижнеюрские отложения преимущественно песками (около 70% всего разреза), в основании встречаются линзы (0,1-0,5 м) базальных галечников и гравелитов, в кровле развиты глины. Разрез отложений непостоянен. Пески залегают в виде крупных линз и невыдержанных прослоев мощностью до 10 м, протяженностью до 10 км. Наиболее мощные из них приурочены к западинам кембрийского рельефа. Глины располагаются на неровной поверхности песков или

на кембрийском основании, мощность их – до 5 м. судя по характеру осадков и фауны (толстостенным раковинам пелеципод) нижнеюрские отложения сформировались в прибрежно-морских условиях в краевой части седиментационного бассейна [1].

Залежь представляет собой горизонт в основании нижнеюрского разреза, в котором пески, иногда гравелиты и галечники, насыщены густой окисленной нефтью, образуя своеобразный горизонт слипшихся пород темно-коричневого и черного цвета. Нефтенасыщенные пески по резкой волнистой границе перекрываются рыхлыми, несцементированными песками.

Проявление нефтегазоносных песков имеет вид линзовидного тела, выполняющего западину кембрийского цоколя на глубине 7-12 м от дневной поверхности. Протяженность тела 3,2 км, в поперечнике 1,5 км, максимальная мощность 3,7 м. [1]. Залежь «висячая», оторвана от кембрийского цоколя слоем неизмененного, без битума, песка мощностью до 3 м и перекрыта также неизмененным песком мощностью до 5,7 м.

По результатам люминесцентного макро- и микроскопического изучения большинство образцов керна из нефтеносного горизонта характеризуется равномерным интенсивным насыщением песков нефтью, достигающим, по данным экстракции, 10-12% к весу породы. Нефть заполняет в породе все межзерновое пространство и формирует базальный тип цементации. Результаты геохимического изучения извлеченного из породы битума подтверждают его нефтяную природу. Битум представлен легкоплавкими разностями черного цвета, его плотность достигает 1,1 г/см^3. По данным элементного и группового состава, он представляет собой продукт гипергенного превращения нефти до уровня асфальтов и асфальтитов [2].

Таким образом, Верхнечимидикээнское нефтепроявление представляет собой пластовую висячую сложно построенную залежь, приуроченной к зоне регионального выклинивания юрских отложений. Генезис и необычная морфология залежи вызывают особый научно-практический интерес.

Поскольку нефтенасыщенные пласты в пределах нефтепроявления подстилаются неизмененными чистыми песчаниками, они могли образоваться только за счет латеральной миграции из сопредельных территорий. Южнее от рассматриваемой территории находится крупнейшая отрицательная структура Сибирской платформы – Вилюйская синеклиза. А.Ф. Сафронов на основе сопоставления изотопного состава углерода (δC^{13} – 26,2) указывает на единую генетическую принадлежность Чимидикээнской нефти с пермо-триасовыми нефтями Хапчагайского мегавала [5]. Здесь, последними исследованиями было установлено существование нефтяных оторочек в нижнеюрских залежах в пределах Мастахского и Соболох-Неджелинского месторождений [4, 6]. Восточнее, в широтном направлении меридионально простирается Предверхоянский прогиб. Здесь, В.А. Каширцев (2003) на основе изучения особенностей биомаркеров нижнеюрских битумов Мунского поднятия выделяет юрский очаг нафтидообразования на восточном обрамлении Сибирской платформы аналогичный юрским материнским отложениям норвежского сектора Северного моря [3]. Прямые признаки нефтеносности юрских отложений в

Предверхоянском прогибе установлены Берге-Олойских глубоких скважинах и Томпорукских структурно-картировочных скважинах, а также в естественных обнажениях нижней юры вдоль водных срезов правобережья р. Лена в районе пос. Сангары.

По поводу необычной морфологии залежи, когда нефтеносные песчаники подстилаются и покрываются такими же песчаниками с удовлетворительными фильтрационно-емкостными характеристиками можно сделать следующее предположение. В настоящее время установлены и довольно детально изучены зоны распространения межмерзлотных водоносных горизонтов. В частности на территории Северного склона Алданской антеклизы (центральная часть листа P-52-XXII) распространен межмерзлотный водоносный комплекс с общей площадью 627 кв. км. Водовмещающие породы представлены песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями четвертичного возраста мощностью до 90 м и подстилающими их терригенными отложениями нижней юры или карбонатными образованиями среднего кембрия. Нужно заметить, стратиграфически и литологически данный разрезсхож с разрезом Верхнечимидикээнской площади.

Нижним водоупором комплекса являются мёрзлые дочетвертичные породы (нижняя юра, средний кембрий), верхним – промороженная часть четвертичных образований. Мощность юрской части межмерзлотного водоносного горизонта варьирует от 9,4 до 37 м. Глубины залегания кровли водоносного горизонта варьируют от 42 до 55,4 м. Разгрузка межмерзлотных вод в значительных объемах происходит через серию источников в основании IV надпойменной террасы р. Лены и долинах ее притоков, свидетельствуя о существовании мощных очагов питания.

Источниками питания межмерзлотных вод считаются:

- инфильтрация атмосферных осадков в летний период;
- инфильтрация воды из озёр по таликовым «окнам»;
- напорная фильтрация подмерзлотных вод.

Основным объяснением существования межмерзлотных вод является, не их минерализация, ни литологическая характеристика вмещающих пород, а наличие ощутимого напора. В нашем случае, по всей видимости, имела место напорная фильтрация подмерзлотных вод, которая могла привнести с собой жидкие углеводороды с соседних нефтегазоносных территорий.

Примечательный факт получения жидкой нефти из зоны многолетнемерзлых пород (по всей видимости, из межмерзлотного горизонта) приводит Р.Т. Степанов в своей статье «Нефть Анабара» в книге «Якутия. Нефть и газ: От поисков до добычи». «В 1943 г. в колонковой скважине К-429 с глубины 114-128 м был получен приток нефти до 29,2 л/ч, или около 700 л/сут. Получение притока тяжелой нефти удельного веса 0,97 г/см^3 из зоны многолетнемерзлых пород заставило пересмотреть представления о том, что в интервале мерзлоты нельзя получить нефть. С июля по март 1947 г. из скважины было извлечено около 100 т нефти» [7, с. 260]. Хотя в статье не приводится стратиграфическая принадлежность интервала, но геологическому строению района, можно предположить их юрский возраст.

В этой связи изучение режима и природы межмерзлотных вод наднефтегазоносными бассейнами вызывает большой интерес.

Литература:

1. Александров А.Р., Сивцев А.И. Верхнечимидикээнское» месторождение тяжелых нефтей //Материалы V Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» - 31 марта - 2 апреля 2015 г., Якутск. – Издательский дом СВФУ. 2015. Якутск. С. 440-443.
2. Каширцев В.А., Сафронов А.Ф. Изосимова А.Н., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Трущелева Г.С., Лифшиц С.Х., Карелина О.С. Геохимия нефтей востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2009. 164 с.
3. Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. /Отв. ред. А.Э. Конторович. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2003г. 160 с.
4. Сафронов А.Ф. Нефтеносность нижнемезозойских отложений Хапчагайского мегавала Вилюйской синеклизы [Текст]/Сафронов А.Ф., Сивцев А.И., Черненко В.Б. // Геология и геофизика. 2014. т.55. №8. С. 1263-1269.
5. Сафронов А.Ф. Историко-генетический анализ процессов нефтегазообразования (на примере востока Сибирской платформы). – Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. 148 с.
6. Черненко В.Б., Сивцев А.И., Ситников В.С. Особенности геологического строения и перспективы нефтеносности Соболох-Неджелинского газоконденсатного месторождения // Наука и образование. 2013. №4. С.18-26.
7. Якутия. Нефть и газ: От поисков до добычи. Под общей ре. А.М. Зотеева.– М.: Изд-во «Де-По», 2012.496 с.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ МЕТАГАББРОИДЫ МЕГЮСКЯНСКОГО РАЙОНА СУННАГИНСКОГО БЛОКА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Попов Н.В. [1], Тимофеев В.Ф.[2], Берёзкин В.И. [2]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

[2]Институт геологиалмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Суннагинский блок совместно с расположенными южнее Тырканским и Гонамским блоками объединяется в гранулит-парагнейсовый Учурский террейн [6], представляющий наименее изученную восточную часть Алдано-Станового щита. Суннагинский блок с запада ограничен Тыркандинской зоной тектонического меланжа, а в остальной части метаморфические образования блока перекрыты отложениями платформенного чехла. В отличии от других блоков на Суннагинском блоке выделяется, кроме парагнейсовых толщ, ортогнейсовый комплекс [3-5]. Он сложен лейко-и мезократовыми чарнокито- и эндербитогнейсами. Залегающие на них парагнейсовые толщи сложены разнообразными гранатсодержащими (± биотит, силлиманит, кордиерит) гиперстеновыми и безгранатовыми (с орто- и клинопироксенами, роговой обманкой, биотитом) плагиогнейсами а также толщами карбонатных и известково-силикатных пород.

В выходах ортогнейсового комплекса и парагнейсовых толщ повсюду встречаются сравнительно маломощные линзы и тела основных кристаллических сланцев. Ультраосновные кристаллосланцы и более мощные отдельные выходы основных кристаллических сланцев в последнее время стали рассматриваться как интрузивные тела. Все эти породы некоторые геологи объединяют в учурский метапироксенит-диабазовый комплекс, петрохимическое обоснование которого крайне скудно.

Рассматриваемые ниже массивы метаморфизованы, как и породы ортокомплекса и парагнейсовых толщ, в гранулитовой фации и расположены в бассейне рч. Мегюскян, левого притока р.Учур.

Массивы располагаются в межкупольной зоне север-северо-восточного простирания в восточной части блока среди парагнейсовых толщ около 80 км по простиранию и 25-30 км шириной. Тела вытянутой формы согласны с простиранием гнейсовидности и полосчатости вмещающих толщ с максимальными размерами до 30х10 км.

Габброиды представлены метаморфизованными, в разной степени гнейсовидными разностями. Минеральный состав – типичен для дифференцированных габбро: два пироксена (иногда с признаками инвертированного пижонита), бурый амфибол, плагиоклаз (иногда ирризирующий), ильменит (титаномагнетит), пирит, гранат (метаморфический в наиболее железистых разностях). Вариации содержаний этих минералов представляют разные этапы дифференциации габброидов, что подчёркивается химическим составом проб (табл.) - от типичных габбро, до лейкогаббро, анортозитов и рудных габбро. Анортозиты этого региона известны после наших ранних публикаций [1, 5], но детального обсуждения не последовало.

Таблица

	48/89	**48а/89**	**49а/89**	**49б/89**	**49в/89**	**64/89**	**64а/89**	**69/89**	**69б/89**
SiO2	50,74	43,7	51,79	50,68	37,13	53,37	46,49	51,08	51,11
TiO2	0,84	4,56	0,55	0,97	6,82	0,30	2,01	2,59	2,58
Al2O3	25,72	10,55	16,52	18,77	14,21	26,68	16,62	15,83	16,14
Fe2O3	4,22	22,16	10,60	10,27	33,84	2,59	16,19	12,26	12,57
MnO	0,05	0,29	0,20	0,17	0,23	0,04	0,21	0,20	0,20
MgO	1,91	7,38	6,82	6,09	0,62	0,62	4,31	4,56	4,62
CaO	11,24	10,33	10,16	8,97	3,11	10,39	10,56	8,02	8,01
	48/89	**48а/89**	**49а/89**	**49б/89**	**49в/89**	**64/89**	**64а/89**	**69/89**	**69б/89**
Na2O	4,32	1,71	2,87	3,29	3,33	5,00	2,12	2,53	2,62
K2O	0,40	0,29	0,36	0,59	0,83	0,71	0,84	1,36	1,34
P2O5	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,06	0,28	0,78	0,74
ппп	0,46	-0,54	0,04	0,20	-0,98	0,54	-0,22	0,08	0,10
сумма	99,91	100,47	99,92	100,04	99,15	100,30	99,41	99,29	100,03

Продолжение таблицы

La	2,50	7,2	3,70	2,90		9,90	21,00	34,70	31,70
Ce	4,70	17,2	8,40	5,80		15,20	45,20	64,60	60,50
Nd	2,47	11,6	5,40	3,30		6,30	27,20	33,00	31,70
Sm	0,61	3,5	1,60	0,90		1,30	7,40	8,00	7,80
Eu	0,89	0,86	0,97	0,82		1,30	1,69	1,65	1,81
Gd	0,70	4,3	2,10	1,10		2,30	9,90	8,30	8,30
Tb	0,10	0,7	0,30	0,20		0,40	1,50	1,30	1,30
Yb	0,25	1,59	0,64	0,52		2,08	2,90	3,22	3,38
Lu	0,03	0,26	0,12	0,07		0,33	0,40	0,44	0,47

Отрицательные значения «ппп» связаны с «выгоранием» серы из пирита и замещением ее кислородом (ат.вес 32 на 16).
Петрогенные компоненты определены рентгенофлуоресцентным анализом (Холодова Л.Д.) в ИГМ СО РАН
Редкоземельные элементы (г/т) - инструментальным нейтронно-активационным анализом (Бобров В.А.) в ИГМ СО РАН

Представительные пробы габброидов отобраны в береговых обнажениях рч. Мегюскян 0,7-0,8 км выше руч. Мекюнде (пробы 48-49), 1,1-1,2 км выше руч. Мекюнде (пробы 64), 13 км ниже руч. Мекюнде (пробы 69).

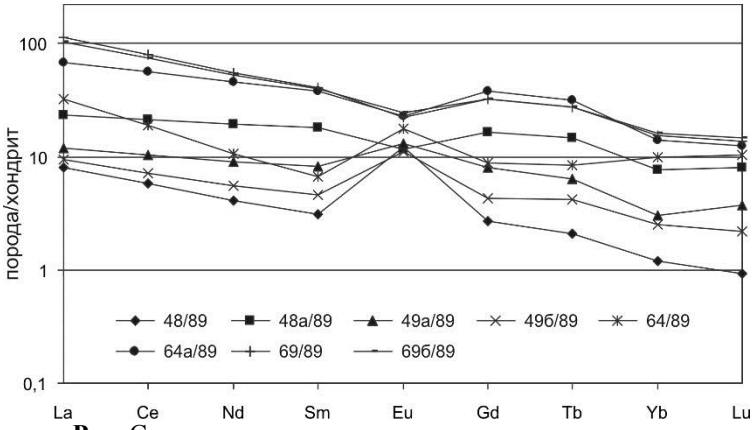


Рис. Спектры распределения редкоземельных элементов. Номера проб соответствуют, приведённым в таблице.

Спектры распределения редкоземельных элементов по отношению к хондритовому стандарту (рис), демонстрируют комплементарные экстремумы по европию, что подтверждает дифференцированную природу развития габброидных массивов. «Флотирование» плагиоклаза способствует накоплению в «рестите» других РЗЭ и «рудных» компонентов - титана и железа.

Работа выполнена в рамках программы ФНИ госакадемий наук на 2013-2020 гг № 0381-2014-0004.

Литература:

1. *Березкин В.И., Смелов А.П.* Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеанская геология, 1997, № 3, с. 101-112.

2. *Кицул В.И., Зедгенизов А.Н.* О двучленном делении Алданского комплекса // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 126-131.

3. *Попов Н.В.*Метаморфические формации и геологическое строение Суннагинского блока Алданского щита // Геология и геофизика. 1986. № 4. с.19-27.

4. *Попов Н.В., Зедгенизов А.Н.* Формационное картирование метаморфических толщ Алданского щита // Геология и геофизика, 1984, № 2, с. 25-30.

5. *Попов Н.В., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И.* Петрохимия архейских метавулканитов Суннагинского блока Алданского массива. Препринт № 10. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1989. 25 с.

6. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия).* М.: МАИК, 2001. С. 97-98.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ТРИАС-ЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Прокопьев А.В.[1], Торо Х.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

[2]Университет Западной Виргинии, Моргантаун, США

Триасовые и юрские отложения широко распространены в пределах Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Триасовые толщи слагают большую часть Верхоянской пассивной окраины и их суммарная мощность достигает 9 км. Юрские отложения выполняют протяженные Иньяли-Дебинский и Полоусный синклинории на востоке Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) по обрамлению Колымской структурной петли, а мощная толща пород титонского возраста (более 5 км) вскрывается на востоке хр. Черского в Илинь-Тасском антиклинории. Породы интенсивно деформированы в процессе позднемезозойской складчатости. Расшифровка истории развития этих бассейнов является ключом для понимания позднемезозойской геодинамики этой части Верхояно-Колымской складчатой области.

С целью установления источников сноса обломочного материала и питающих провинций этих бассейнов был определен U-Pb возраст более 1400 зерен детритовых цирконов (LA-MC-ICPMS) из четырнадцати образцов песчаников среднего-верхнего триаса и средней-верхней юры дистальной части Верхоянского палеобассейна и верхнеюрских песчаников Илин-Тасского антиклинория.

Средне-верхнетриасовые продельтовые и шельфовые отложения дистальной части Верхоянской окраины обнажены в пределах Кулар-Нерского террейна на востоке ВСНП. На юго-востоке террейна спектр возрастов обломочных цирконов близок к полученным из средне-верхнетриасовых толщ проксимальной части

Верхоянской окраины [6, 8], с небольшим привносом кластики из других источников, которыми являлись породы Южного Верхоянья и Охотского террейна.

На севере террейна провинанс-сигнал в породах среднего-верхнего триаса указывает на интенсивный размыв отложений верхнего палеозоя северной части Верхоянской окраины [2, 4, 7], а распределение возрастов обломочных цирконов близко к таковому в песчаниках триаса северо-востока Сибирской платформы [5].

Средне-верхнеюрские песчаники Иньяли-Дебинского синклинория имеют, вероятно, смешанные источники обломочного материала. Они, также как и верхнетриасовые толщи, содержат обломочные цирконы с возрастным спектром очень близким полученному ранее для западной части Верхоянской окраины [8], что позволяет предполагать для пород обоих районов одни, западные источники их поступления, а также размыв верхнепалеозойских-триасовых толщ верхоянского комплекса [8]. Присутствие зерен с возрастным пиком около 158 млн. лет может свидетельствовать о размыве в оксфорде-кимеридже как вулканитов Уяндино-Ясачненской магматической дуги, так и наиболее древних гранитоидных плутонов юго-восточного фланга Главного батолитового пояса [1], расположенных к востоку от синклинория. Вероятно, могли быть и дополнительные источники, локализованные в Южном Верхоянье, на Охотском террейне и на востоке Кулар-Нерского террейна.

На северо-западе Полоусного синклинория распределение возрастов обломочных цирконов в средне–верхнеюрских турбидитах указывает на размыв верхнепалеозойских–мезозойских осадочных толщ северо-востока Сибирской платформы [2, 4, 7]. Присутствие значительного количества зерен с возрастами, близкими к возрасту осадконакопления, может свидетельствовать о дополнительном источнике сноса, которым могли являться магматические образования Святоносской дуги и северные фланги Уяндино-Ясачненской магматической дуги [3]. Привлекает внимание значительный возрастной пик 1820–2050 млн. лет, указывающий на размыв близкорасположенного фундамента Сибирского кратона. К юго-востоку на границе с Омулевским террейном в породах средней-верхней юры выявлено смешение источников кластики и появляются значительные возрастные пики 380, 434, 473, 593млн. лет. Вероятнее всего эти источники находились к юго-востоку от Полоусного синклинория. В настоящее время нет уверенных доказательств значительного присутствия пород такого возраста в этой части ВКСО. Их можно лишь предполагать под чехлом кайнозойских отложений центральной части Колымской петли на продолжении Кенкельдинского и/или Алазейского террейна.

Распределение возрастов обломочных цирконов в титонских отложениях Илинь-Тасского антиклинория показывает, что питающими провинциями этих толщ являлись островодужные образования Уяндино-Ясачненской дуги и гранитоиды Главного батолитового пояса, а также породы окружающих террейнов центральной части ВКСО.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (16-05-00705, 15-45-05095), проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература:

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А.. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

2. Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb-датирования обломочных цирконов // Геотектоника. 2013. № 2. С. 32–41.

3. Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А. Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синлинория // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 67–80.

4. Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V. Detrital zircon U-Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // Lithosphere. 2013. V. 5. No. 1. P. 98–108. doi: 10.1130/L250.1

5. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // Gondwana Research. 2013. V. 23 (4). P. 1631–1645.

6. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology//Tectonics. 2006. V. 25, TC3013, doi:10.1029/2005TC001830.

7. Prokopiev A.V., Ershova V.B. Miller E.L., Khudoley A.K. Early Carboniferous paleogeography of the northern Verkhoyansk passive margin as derived from U-Pb dating of detrital zircons: role of erosion products of the Central Asian and Taimyr-Severnaya Zemlya fold belts // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54 (10). P. 1195–1204.

8. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-LenaRiver – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. No. 9. P. 699–702.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НОХТУЙСКОГО УЧЕБНОГО ПОЛИГОНА

Рожин С.С.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Особенности тектонического строения района Нохтуйского учебного полигона ГРФ СВФУ обусловлены расположением его в области сочленения Байкало-Патомской складчатой системы и Сибирской платформы. Байкало-Патомская складчатая система представлена смятыми в складки породами верхнего докембрия и кембрия юго-восточного окончания Уринского антиклинория или Уринского поднятия, а Сибирская платформа – полого залегающими толщами нижнего палеозоя западного крыла Березовской впадины.

Уринский антиклинорий прослеживается с правобережья р.Лена от водораздела рек Бол. и Мал.Патом и далее на северо-восток за пределы площади, где погружается под мезозойские отложения Вилюйской впадины. Уринский антиклинорий является сложно построенным сводом северо- восточного

простирания. В тектоническом отношении антиклинорий расчленяется на два структурных этажа: складчатый докембрийский – кембрийский нижний этаж и мезозойский этаж горизонтально залегающих нижнеюрских континентальных осадочных пород, плащеобразно перекрывающих нижнепалеозойские толщи.

Линейные и брахиформные складчатые структуры нижнего структурного этажа антиклинория в плане имеют сложную конфигурацию. Оси складок на правобережье р. Лена протягиваются в северо-западном направлении, на левом берегу северо-западное простирание осей меняется на субмеридиональное, а севернее становится северо-восточным, из-за чего наблюдается волнистость их в плане.

Отмечается асимметрия строения складок. Крылья их имеют разные углы наклона: у антиклиналей юго-западные крылья пологие (30-40^0), северо-восточные – крутые (50-70^0), иногда вертикальные и опрокинутые, у синклиналей - наоборот. Соответственно, осевые поверхности складок наклонны, имеют юго-западные азимуты падения под крутыми углами. Другой особенностью складчатости зоны, переходной к Березовской впадине, являются многочисленные флексуры и флексурообразные складки, осложняющие крылья синклиналей и антиклиналей (рис. 1). Видимо, так проявляется в обнажениях система ступенчатых сбросов и взбросов в полосе перехода от поднятого блока – Уринского антиклинория к опущенному блоку – Березовской впадине.

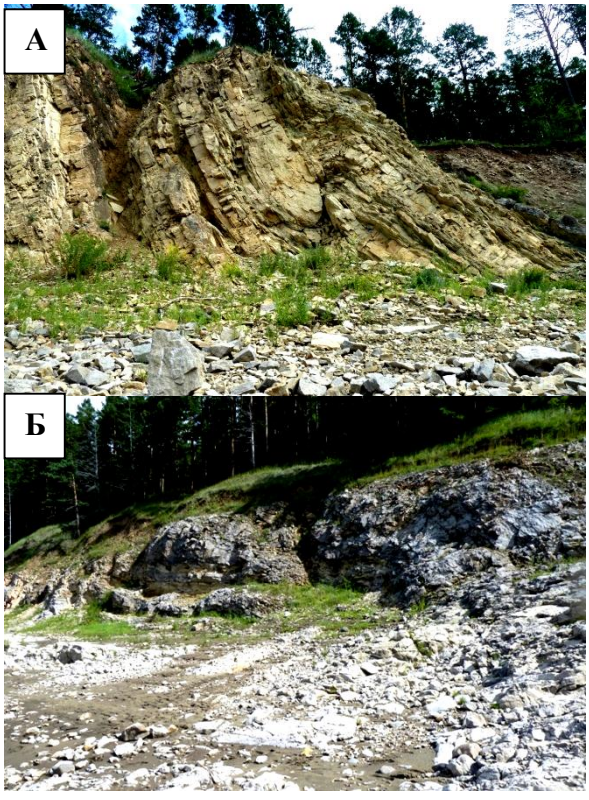


Рис. 1. А - Складка-взброс в мачинской свите с амплитудой смещения по взбросу 1,5 – 2 метра. Амплитуда складки – около 1 метра. Б - Флексурообразная складка в породах лимпейской свиты. Амплитуда складки – до 40 метров.

Складки, связанные со взбросами и надвигами, относятся к типу «складка-взброс». Проявленные в них взбросы имеют амплитуду смещения от первых сантиметровдо метров и десятков метров (рис. 1.А). Интересно, что в разрезе иногда наблюдается совмещение флексур с местами проявления строматолитовых линз, бугров, куполов и облекающих их крутые борта сбросов, взбросов.

Антиклинорий состоит из ряда антиклинальных и синклинальных структур. В направлении с востока на запад в пределах учебного полигона СВФУ располагаются Дабанская синклиналь, Мачинская антиклиналь, Мало-Каменская синклиналь и Мало-Патомская антиклиналь, примыкающая к Жедайской антиклинали.

Дабанская синклиналь расположена восточнее площади учебного полигона в междуречье ручьев Дабан и Куччугуй Хадар, имеет субмеридиональное простирание, относится к линейным складкам. Залегание кембрийских толщ на крыльях складки пологое, углы падения составляют 8-10 градусов, в замковой части синклинали – субгоризонтальное. Синклиналь находится в зоне перехода от от Уринского антиклинория к Березовской впадине, между Дабанским и Куччугуй-Хадарским разломами.

Мачинская антиклиналь является линейной структурой субмеридионального простирания, протягивающейся от р. Лена на 70 километров к северу. Ось антиклинали в плане имеет слабоволнистые изгибы. Углы падения пластов в замковой части пологие (5-10 градусов), на крыльях – до 35-40 градусов.

Мульда Мало-Каменской синклинали вскрывается в районе базового лагеря в редких небольших останцах известняков олекминской свиты нижнего кембрия. Северо-западное крыло синклинали обнажается в скальных обрывистых выходах Нохтуйского опорного разреза верхнего докембрия и нижнего кембрия. Пласты карбонатных и терригенных пород от верхнерифейских до нижнекембрийских по возрасту залегают здесь практически моноклинально с юго-западным азимутом падения и крутыми (50-70 градусов) углами падения, местами даже до 75-85 градусов. Пологие и субгоризонтальныеуглы падения пластов отмечаются только в смыкающих крыльях флексури собственно в мульде синклинали.

С другой стороны, Нохтуйский разрез относится также к юго-западному крылу Мало-Патомской антиклинали, которое можно рассматривать как общее крыло двух смежных складок, синклинали и антиклинали. В ядре Мало-Патомской антиклинали обнажаются мергели и известняки жуинской и ченчинской свит верхнего рифея. Ось антиклинали имеет северо-восточное простирание в районе устья р. Малый Патом, а на левом берегу р. Лена меняет свою ориентировку на северо-западную, с крутым изгибом в плане разворачивается почти под прямым углом, примыкая к Жедайской антиклинали, расположенной западнее и имеющей северо-восточное простирание.

К осложняющим складкам относятся асимметричные складки течения в известняках, связанные с неоднородностью литологического состава пород и повышенной пластичностью некоторых слоев (рис. 2).

Разрывные нарушения на территории учебного полигона приурочены к зоне сопряжения платформы и складчатой зоны и распространены ограниченно. В основном, это сбросы, взбросы, сдвиго-взбросы, ориентированные под небольшим

углом к простиранию и углу падения пластов. В коренных выходах разломы проявлены как узкие секущие и послойные зоны милонитизированных и рассланцованных, дробленных, брекчированных, иногда пиритизированных и окварцованных пород. Часто к нимприурочены мелкие зоны кулисообразных кварцевых и кальцитовых прожилков (рис. 3).



Рис. 2. Складка течения в известняках лимпейской свиты, выше силла по разрезу.

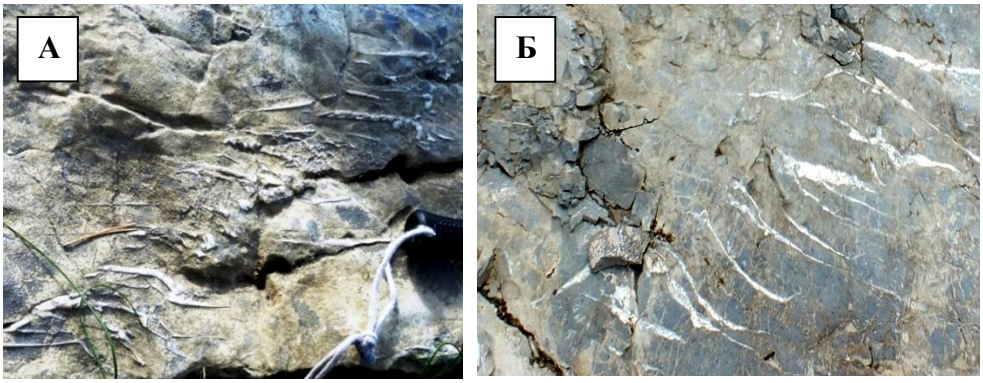


Рис. 3. Системы эшелонированных кулисообразных кварцевых и кальцитовых прожилков в ченчинской свите.

В известняках Нохтуйского разреза весьма редко наблюдаются зеркала скольжения взбросовой и сдвиго-взбросовой кинематики, ориентированные почти перпендикулярно к пластам (рис. 4). Небольшие взбросы в обнажениях ведут к клиновидным выклиниваниям и вклиниваниям, хорошо видимым на границах слоев разного литологического состава.

Восточнее площади полигона через устье руч. Дабан проходит Дабанский разлом протяженностью около 100километров (считая только в пределах двух листов геологической карты масштаба 1:200 000).Этот крупный сброс субмеридионально протягивается с севера, через верховья р. Мача до приустьевой части руч. Дабан и трассируется в юго-восточном направлении на правобережье р. Лена в бассейнах

рек Солянка и Огунуохтах.Сместитель сброса имеет субвертикальное положение. По данным геологической съемки, этот сброс относится к серии сближенных сбросов и взбросов зоны перехода от Уринского антиклинория к Березовской впадине. «По ним приведены в соприкосновение отложения различных свит верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Амплитуда смещений - от 100 до 800 м. Почти каждый восточный блок является поднятым относительно западного. Простирание разломов различное от северо-западного до субмеридионального. Зоны нарушения часто выполнены брекчиями. Прилежащие к сместителям участки крыльев осложнены микросдвигами, микросбросами, микрофлексурами. Наблюдаются прожилки кальцита в известняках, развивающиеся по многочисленным трещинам. Ширина зон измененных пород до 100 м.» (Дубников М.Я., Шипицын А.Д., 1966). Другой сброс из этой серии прослеживается на левобережье р. Лена в бассейне руч. Куччугуй Хадар восточнее Дабанского сброса. Тектоническая трещиноватость проявлена интенсивно в виде послойных и секущих, поперечных, диагональных и продольных трещин без видимого смещения.

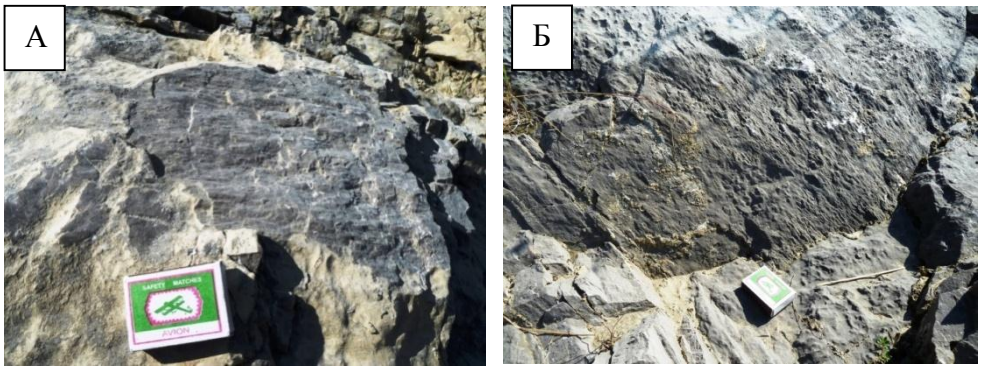


Рис. 4. Зеркала скольжения взбросовой кинематики в известняках лимпейской свиты.

Верхний структурный этаж сложен нижнеюрскими породами Верхнемачинской впадины. В верховьях р. Мача они занимают площадь около 250-300 квадратных километров, перекрывая меридионально вытянутым округлым пятном неправильной формы кембрийские толщи. Континентальные отложения нижней юры – песчаники, пески, глины, алевролиты и конгломераты укугутской свиты - в пределах впадины характеризуются практически горизонтальным залеганием на породах кембрийской системы.

Литература:

1. Колодезников И.И. и др. Учебная общегеологическая практика на Нохтуйском полигоне: методические указания. Якутск. 1992. 64 с.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ПАРАМЕТРАХ СРЕДНЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ

Рябинкин С.В.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН–ФАНО, г. Сыктывкар

Свои тезисы автор желает начать со слов, высказанных Дмитрием Васильевичем Наливкиным в газетной статье [4, с.15] "У ученого есть свои заповеди. Скажу о себе: я никогда и никому не верил на слово. Абсолютных авторитетов для меня не существовало, не существуют и сейчас. Каждый человек может ошибиться, ничего в этом страшного нет. Это нужно предполагать, если сам занимаешься тем же предметом, что и он.

Начиная любую работу, ученый должен прежде всего сомневаться, задумываться над новым, почувствовать, что в известном науке что–то не так.

Вторая заповедь у меня – самое большое внимание обращать на что–нибудь необыкновенное. На то, что выделяется, отличается от обычного. Этому я научился у академика Карпинского. Он в этом отношении был непревзойденным ученым. У него нет ни одной работы, которая касалась бы чего–то обыкновенного. Этим он выделялся и сделался ученым с мировым именем. Я пытался следовать ему – занимался спорными вопросами науки, необыкновенным.

А третья заповедь – класть в основу исследования взаимосвязи явлений, диалектику природы.

Итак, повторю: ничему не верить на слово, изучать необыкновенное и постоянно учитывать взаимосвязи явлений."

Именно это автор настоящих тезисов и положил в основу своего стендового доклада. Мы рассмотрели материалы статьи [2]. Переинтерпретация табличных значений заставляет по-новому рассмотреть коэффициент Лейфмана-Вассоевича.

Как известно, элементный состав углей является важнейшей характеристикой их структуры. Этот элементный состав (а это в первую очередь углерод, водород, кислород, азот, сера и фосфор) в свою очередь определяет главные свойства угля и в первую очередь спекающиеся свойства. Представления о наличии определенных связей между элементным составом и спекающимися свойствами сформулированы и развиваются как у нас в стране, так и в зарубежных странах. В частности, была предложена диаграмма Сейлера [1, с.23 (рис.7)] для объяснения связи между элементным составом углей и их спекающимися свойствами.

В нашей стране в порядке обсуждения С.И. Панченко и И.К. Клопотов [5] пытались найти взаимосвязь между толщиной пластического слоя и элементарным составом угля. При этом они исходили из понимания, что природа угля очень изменчива и на нее оказывает влияние и петрографический состав и стадия катагенеза и вдобавок степень окисления. Поэтому всякое изменение степени влияния каждого из этих факторов ведет к изменению их элементарного состава. Но при этом авторы работы [5] прошли мимо и не догадались привлечь к пониманию связи между толщиной пластического слоя и коэффициентом Веселовского (или коэффициентом Лейфмана–Вассоевича).

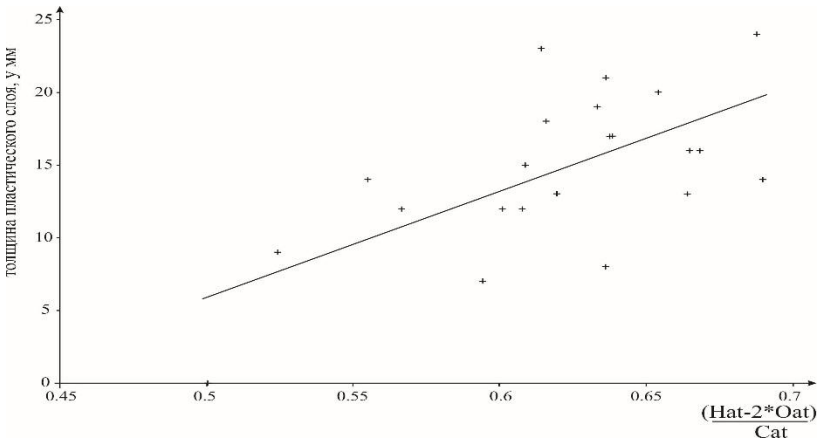


Рис. Зависимость толщины пластического слоя от коэффициента Лейфмана-Вассоевича по данным [2].

Проанализируем взаимосвязь между коэффициентом Лейфмана–Вассоевича и толщиной пластического слоя. Для этого мы воспользуемся данными, изложенными в статье [5].

Как мы видим, с увеличением значения коэффициента Лейфмана–Вассоевича имеется тенденция к увеличению толщины пластического слоя и зависимость может быть выражена простой формулой: y=a +b*(коэффициент Лейфмана–Вассоевича) [6]. Некоторая разбросанность значений по оси коэффициента Лейфмана–Вассоевича может быть объяснена сложностью определения кислорода, а, следовательно, и самого коэффициента.

За рубежом для характеристики спекающихся свойств угля принимаются принципиально другие свойства, из которых наиболее характерен индекс свободного вспучивания (FSI). В работе [3, рис.5] схематично приведены данные о элементном составе ряда углей с одной стороны и об (некоторых из углей) индексе свободного вспучивания.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН«Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (проект № 15-18-5-21).

Литература:

1. Ван–Кревелен Д.В., Шуер Ж. Наука об угле. М.: Госгортехиздат. 1960. 303 с.

2. Еремин И.В., Броновец Т.М., Супруненко О.И., Голубарж В., Белла М. О параметрах восстановленности среднеметаморфизованных гумусовых углей стран–членов СЭВ // Химия твердого топлива. 1983. № 4. С.3–10.

3. Кревелен ван Д.В. Графостатистический метод изучения структуры и процессов образования угля // Химия твердого топлива. Сборник № 2. М.: Изд–во иностранной литературы. 1951. С.11–44.

4. Наливкин В.Д.Дмитрий Васильевич Наливкин (1889–1982). М.:Наука. 1987. 278с.

5. Панченко С.И., Клопотов И.К. Классификация спекающихся углей // Кокс и химия 1959. № 3. С.6–14.

6. Рябинкин С.В. Коэффициент Лейфмана–Вассоевича и познание связи между элементным составом и пластическими свойствами углей // Тезисы докладов X Всероссийского угольного совещания. Ресурсный потенциал твердых горючих ископаемых на рубеже XXI века: изучение, воспроизводство, использование и охрана. 27–30 сентября 1999 г. Ростов–на–Дону. 1999. С.117–119.

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИН МАЛГИНСКОЙ СВИТЫ В АЛДАНО-МАЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Сивцев А.И., Александров А.Р.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В 2014 году закончена бурением Усть-Майская параметрическая скважина №366 в пределах Алдано-Майской впадины в непосредственной близости Кыллахскому поднятию. Скважина вскрыла осадочные отложения верхнего рифея, венда, нижнего-среднего кембрия, нижней-средней юры и кватера. Вскрытый геологический параметрической скважины №366 существенно отличается от проектного, в основном, в рифейской части. Появление пород усть-кирбинской свиты (251 м), увеличение мощности кандыкской свиты с 670 м проектных до 1100 м фактических, привели к увеличению глубин залегания кровли игниканской и нерюенской свит на 750 м и 740 м соответственно. В верхней части разреза также намечается увеличение разреза на 269 м (юра +450 м, кембрий -330 м, венд +149 м). В связи с этим скважина не достигла проектного горизонта - малгинской свиты.

Малгинская свита среднего рифея и ее синхронные аналоги, широко развитые в юго-восточной окраине Сибирской платформы, представляют большой научно-практический интерес, так как с этими образованиями связаны известные древнейшие доманикоиды.

Малгинская свита получила свое название по скалам Малгина, в среднем течении р. Маи, в окрестностях которых она была выделена в 1941 г В.А. Ярмолюком [3]. В обнаженных частях (южная часть Майской впадины, Кыллахская и Сетте-Дабанская зоны надвигов) рассматриваемой территории малгинская свита залегает согласно на породах омнинской и тоттинской свит и вверх по разрезу достаточно резко сменяется доломитами ципандинской свиты.

Систематические геологические исследования среднего и нижнего течения р.Маи с целью оценки перспектив района на обнаружение углеводородов начались в 30-40 годах XX века. Было установлено широкое распространение битуминозных пород, выявлены прямые признаки нефтеносности и выделены благоприятные структуры, рекомендованные для бурения. Бурение осуществлялось в 1938-1940 гг. Аяно-Майской нефтеразведочной партией в 6 км от устья р.Улахан-Лаханда (примерные координаты скважины Лахандинская ≈ 134°50'-58°50'). Скважина достигла глубины 591,25 м и была остановлена после аварии [6]. До настоящего времени (2015 г.) это единственная скважина, вскрывшая докембрий в Хабаровском крае.

Керн был утерян, однако впоследствии частично обнаружен С.В. Потаповым [6] при геологической съемке масштаба 1:50 000. Это позволило внести коррективы в прежние представления о разрезе. Мощности свит по скважине почти совпадают с мощностями на участках выходов свит на поверхность. В верхних горизонтах встречаются твердые битумы в виде нафтидов, закированных песчаников и т.д. На глубине 290 м обнаружены вязкие битумы – асфальтит, а на глубине 513 м – капельно-жидкая нефть. Таким образом, удалось установить, что зона окисления распространяется до глубины 500 м.

Малгинская свита условно разделяется исследователями [3,7] на три толщи. Нижняя тонкоплитчатая известковая толща выделяется пестрой окраской с преобладанием бурых оттенков. Для средней части свиты характерны более выдержанные светлые палевые тона известняков. Верхняя толща отличается темной окраской и преимущественно сложена битуминозными породами (известняки, доломиты, горючие сланцы). Распределение толщин малгинской свиты рассматриваемого региона на основе сопоставления разрезов и единственной вскрывшей скважиной – Лахандинской представлено на (рис. 1). Здесь же приведены изолинии по отражающему горизонту по подошве малгинской свиты, составленной авторами синтетически по материалам сейсморазведки различных лет произведенных в начале 21 века ОАО «Якутскгеофизика» на этом регионе.

В якутской части Алдано-Майской впадины до бурения скважины № 366 было пробурено всего одна глубокая параметрическая скважина - Мокуйская 1 (1981 г.). Стратиграфическое расчленение разреза этой скважины является до настоящего времени актуальной проблемой, в том числе,наличие или отсутствие малгинской свиты в ее разрезе.

В Мокуйской параметрической скважине №1, по мнению ряда исследователей [8] малгинская свита была размыта предъюдомское время и среднерифейские отложения представлены талынской и светлинской свитами. По мнению В.В. Граусман [2] среднерифейские отложения в Мокуйской скважине представлены тоттинской свитой, сложенной переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников, редко прослоями доломитов с мощностью 355 м (интервал 1838-2193 м). Третья группа исследователей склоняется к мнению, что на нерасчлененных образованиях нижнего рифея в разрезе Мокуйской скважины залегают аналоги бикской, мускельской, малгинской свит среднего рифея [1] (интервал 1840-1370 м). Тоттинская свита, по мнению последних, в разрезе скважины отсутствует, а ципандинская свита доломитов завершает среднерифейские отложения в интервале 1370-1242 м. Примерно аналогичного взгляда придерживается В.С Гриненко [5].

районе Ханда (Горностахский хребет).

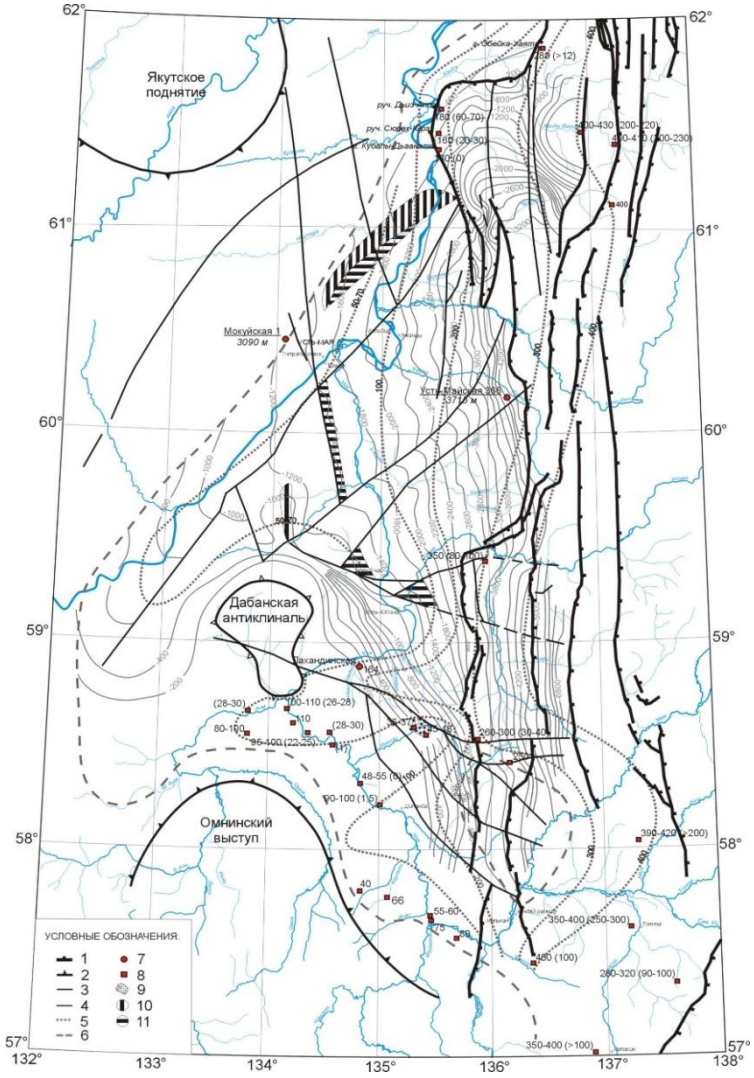


Рис. 1. Глубины залегания и толщины малгинской свиты:
1 – граница Нелькано-Кыллахской надвиговой зоны; 2 – граница структур; 3 – тектонические нарушения; 4 – изогипсы отражающего горизонта R2 ml; 5 – изопахиты малгинской свиты; 6 – линия выклинивания малгинской свиты; 7 - скважины глубокого бурения; 8 – описанные обнажения малгинской свиты; 9 – выход кристаллического фундамента на дневную поверхность; 10 - рифогенный комплекс; 11 – предполагаемые перспективные участки.

На основании данных аэрогеологической съемки прилегающей Мокуйскую скважину, В.С. Гриненко считает, что на не расчлененных толщах нижнего рифея залегают аналоги бикской, мускельской, малгинской и ципандинской свит среднего

рифея. Ранее М.А. Семихатов и др. [7] на основе своих данных и материалах геологической съемки, предполагали наличие на территории, прилегающей к месту расположения Мокуйской скважины отложений аимчанской серии среднего рифея (талынская и светлинская свиты). Специалисты ОАО «Якутскгеофизика» [4] малгинской свите относят интервал 1241-1367 м, где ранее выделялась игниканская свита верхнего рифея по работе [2].

Как видно из рисунка, толщина малгинской свиты увеличивается в сторону складчатой зоны достигая 400 м. При этом увеличивается в толщине и верхняя темноокрашенная, потенциально нефтепроизводящая толща, достигая 200-230 в

С общегеологических позиций наиболее перспективным на обнаружение скоплений УВ обусловленных нефтематеринским потенциалом малгинской свиты является полоса предрифовой зоне, где могут образовываться тектонически и литологически экранированные резервуары (отмеченыжелтым).

Усть-Майскую параметрическую скважину следовало бы пробуритьв 30-40 км выше от устья р Хамна и нижнее течение р. Аллах-Юнь (левые притоки Алдана). С учетом с какой периодичностью(23 года) проявляется интерес к данному району, следующее бурение на этой территории будет очень не скоро.

Литература:

1. Давыдов Ю.Б. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (Юго-Восточная Якутия) /Давыдов Ю.Б., Колосов П.Н., Авдеева В.И., Файззулина З.Х. //Геология и полезные ископаемые Якутии: Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, 1982. С.6-9.

2. Изучение разрезов глубоких скважин, расчленение и корреляция их с целью обеспечения стратиграфической основой нефтегазопоисковых работ в ЯАССР /Фонды ПГО «ЛНГГ», Отв.исп. Граусман В.В., Жерновский В.П. Якутск. 1986. 254 с.

3. Нужнов С.В Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы.– М.: Наука, 1967. 175 с.

4. Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Григорьева Т.И., Дьяконова В.А., Фаррахов А.К. Строение и перспективы нефтегазоносности малгинской и тоттинской свит керпыльской серии среднего рифея Алдано-Майского прогиба по данным сейсморазведки// Материалы Всероссийской научно-практической конференции - Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья /Отв. ред. Сафронов А.Ф. Якутск. 2015. С.41-44.

5. Отчет об аэрогеологическом картировании масштаба 1:200 000 в Лена-Алданском междуречье на территории P-52-XXVIII и т.д. /по работам Алданской псп 6/77 в 1979-1983 гг.: ПГО «Якутскгеология», Отв..исп. Гриненко В.С. и др. Якутск. 1983. 300 с.

6. Потапов С.В. Разрез Лахандинской скважины /Потапов С.В., Лобанова А.Ф. //Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра. 1971. С.208-212.

7. Семихатов М.А. Сибирский гипостратотип рифея /Семихатов М.А., Серебряков С.Н.- М.: Наука. 1983. 224 с.

8. Шишкин Б.Б. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины/ Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Страхов А. //Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Вып. №4. 2010. С. 26-40.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ РЕЗЕРВУАР НЕФТИ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Сивцев А.И., Александров А.Р.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В начале 60-х годов при разведочном бурении в Лунхинско-Келинской впадине) на двух площадях (Бергеинская и Олойская) находящихся в зоне сочленения Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба были получены незначительные притоки нефти из верхнеюрских отложений. Верхнеюрские отложения здесь представлены континентальной угленосной паралической формацией (чечумской серией свит) сложенной преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов с линзами каменных углей (нижневилюйская свита). Песчаная континентальная формация (верхняя юра) представлена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов (марыкчанская свита). По вертикали она постепенно переходит в континентальную песчано-глинистую формацию (бергеинская свита). Общая толщина верхнеюрских отложений в районе составляет 800-850 м [6].

Тектонически Бергеинская и Олойская представляют собой две брахиантиклинали северо-западного простирания. Широкое развитие дизъюнктивных нарушений является характерной чертой структур данного геологического района. Изученные разрезы в интервалах опробования представлены переслаиванием пластов песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Общее содержание угольных пластов и линз в разрезе верхнеюрских отложений достигает 30%. Анализ керна верхнеюрских терригенных отложений показывает неудовлетворительные фильтрационно-емкостные характеристики пород. Пористость пород варьирует в пределах 4-6%, а газопроницаемость в 0,01-0,02 мД, т.е. наблюдается полное отсутствие поровых коллекторов.

Наличие трещиноватости пород по керну может свидетельствовать о преобладании коллекторов трещинного типа. Испытания показали, что как на Бергеинской, так и на Олойской площади повторное вскрытие пластов торпедированием, солянокислотная обработка и значительное снижение противодавления на пласт не привели к увеличению притока нефти.

Следует отметить, как характерную особенность испытаний обильное поступление угольных частиц вместе с притоками нефти. Максимальный зафиксированный дебит нефти (60 л/сут) был получен из плотного пласта песчаника, залегающего непосредственно между мощными (до 5-6 м) пластами углей. Здесь также отмечается обильное поступление угольных частиц вместе с нефтью.Весьма вероятно, что породами, содержащими нефть, являются сами трещиноватые пласты углей. Данные о содержании нефти в угольных пластах приведены в работе [2, 3, 4].

Следует обратить внимание на тот факт, что традиционно коллекторами называются горные породы, содержащие пустоты (поры, каверны или системы трещин) и способные вмещать и отдавать флюиды (нефть, газ, воду) при перепаде пластового давления. Поскольку угли традиционно не рассматриваются как

коллекторы, то в данном конкретном случае, можно ограничиться термином резервуар.

Присутствие нефтей в таких своеобразных резервуарах может быть объяснена арочным эффектом. В тектонически активных зонах высокотрещиноватые пласты в сочетании с вышележащими более плотными породами могут образовывать резервуары арочного типа, где могут аккумулироваться пластовые флюиды, в том числе нефть. На рисунке представлена принципиальная схема арочного резервуара (рис. 1) в угольных пластах. В таком резервуаре трещиноватые породы (угли) могут сохранить, в определенных равновесных условиях, полезную емкость, выполненную флюидом за счет перераспределения вертикального давления вышележащих пород в субгоризонтальные направления.

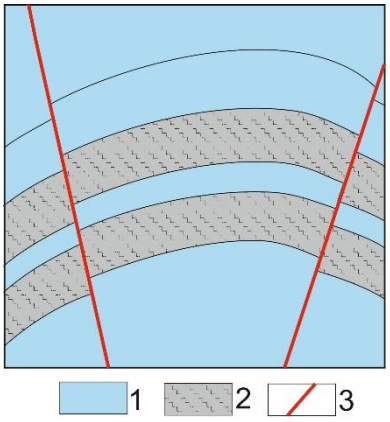


Рис. 1. Принципиальная схема арочного резервуара.

Условные обозначения:
1 – плотные терригенные породы,
2 – высокотрещинные угольные пласты,
3 – разрывные нарушения.

При нарушении равновесных условий путем удаления (добыче) флюида из трещиноватого угольного пласта его мелкие трещины в около скважинном пространстве будут схлопываться сводя дебит скважины до нуля. Результаты опробования Берге-Олойских скважин свидетельствуют о своеобразном проявлении дебита нефти из скважины, когда максимальные притоки были получены только в начальный период испытания.

Кроме того, процессы генерации нефтей могут происходить и в самих угольных пластах. Многими исследователями доказано, что углистое вещество способно генерировать не только газ, но и нефть. Нефтегенерирующую способность углей связывают с содержанием в них лейптинитовой составляющей. Наряду с липоидными микрокомпонентами источником жидких углеводородов (УВ) могут быть и обогащенные водородом микрокомпоненты группы витринита. Множество нефтепроявлений в различных угольных бассейнах мира, в том числе и в российских угольных провинциях, свидетельствует о генерации углями как газообразных, так и жидких УВ с их последующей эмиграцией [2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11].

В качестве примера высокой генерирующей способности континентальными отложениями нефти, можно привести нефтеносный бассейн северо-западного Китая. Здесь континентальные отложения мезозойско-кайнозойского возраста с

толщиной до 14 км составляют осадочное выполнение бассейнов Джунгаро-Монгольской и Западно-Китайской провинций (бассейны Джунгарский, Таримский, Цайдамский, Турфанский, Предньяньшанский, Миньхэ, рис. 2). Месторождения региона отличаются преимущественной нефтеносностью, запасы и ресурсы нефти преобладают над запасами и ресурсами газа, несмотря на резкое преимущество континентальных отложений в осадочном чехле.

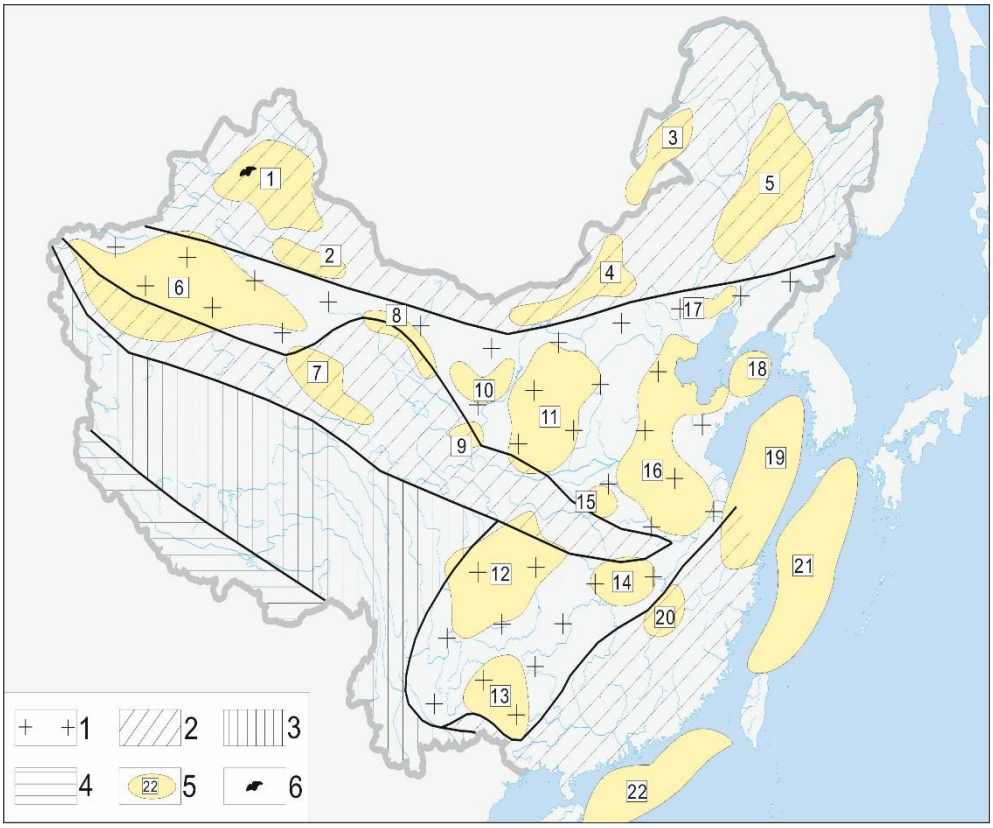


Рис. 2. Обзорная карта нефтегазоносных бассейнов КНР.
Условные обозначения: Выходы на поверхность складчатых сооружений: 1 - докембрийских, 2- палеозойских, 3 - мезозойских, 4 - кайнозойских, 5 - нефтегазоносные бассейны (цифры в квадратах: 1 - Джунгарский, 2 - Турфанский, 3 - Тамцакско-Хайларский, 4 - Арцаган-Нурский, 5 - Сунляо, 6 - Таримский, 7 - Цайдамский, 8 - Предньяньшанский, 9 - Миньхэ, 10 - Джаонуско-Алашанский, 11 - Ордосский, 12 - Сычуаньский, 13 - Гуанси-Гуйчжоу, 14 - Дуньтинху, 15 - Сянфань, 16 - Северо-Китайский. 17 - Фусинь, 13 - Западно-Корейского залива, 19 - Желтоморский, 20 - Юаньшуньский, 21 - Восточно-Китайскоморский, 22 - Южно-Китайскоморский), 6 – газонефтяное месторождение «Карамай»

Самым крупным газонефтяным месторождением западного Китая является «Карамай», находящийся в Джунгарском бассейне. Начальные запасы нефти

месторождения «Карамай» оценивались в 1,5 млрд. т, природного газа – 80 млрд $м^3$. С начала добычи на месторождении Карамай добыто 250 млн. т нефти и 35 млрд. $м^3$ природного газа. Главным нефтегазоносным пластом являются песчаники среднего триаса.

Всего к настоящему времени в Джунгарском бассейне обнаружено 30 нефтегазоносных месторождений, в т. ч. 18 – нефтяных, 3 – газовых и 9 – газонефтяных. Суммарные геологические запасы бассейна составляют: – 2.5 млрд.т. нефти и 90 млрд. $м^3$ газа [1].

Литература:

1. Го Минь, Сиднев А.В. Нефтегазовые месторождения бассейна Джунгария и проблемы их поиска на северо-западе Китая //Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». №3. 2015. С.20-30.
URL:http://ogbus.ru/issues/3_2015/ogbus_3_2015_p20-30_GuoMin_ru.pdf

2. Голицын М.В., Голицын А.М. Углеводородный потенциал ископаемых углей. – М.:Изд-во МГУ. 1995. С. 23-28.

3. Голицын М.В., Голицын А.М., Пронина М.В. и др. Газоугольные бассейны России и мира. М:, Изд-во МГУ. 2002. 250 с.

4. Голицын М.В., Пронина Н.В. Нефть в угольных бассейнах //Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) вып. 5. 2004. С.13-19.

5. Обласов Н.В. Геохимия углистого органического вещества и его роль в формировании месторождений нефти и газа на территории Томской области. //Автореф. канд. дисс. Томск. 2010. 21с.

6. Сафронов А.Ф. Историко-генетический анализ процессов нефтегазообразования (на примере востока Сибирской платформы). Якутск: ЯНЦСОРАН. 1992. 148 с.

7. Fan, P., Luo, B. and Huang, R., 1980. Formation and migration of continental oil and gas in China. Scietific Sithnica 23. P.1286-1295.

8. Fu, J., G. and Dehan, L., 1988, Organic geochemical characteristics of major types of terrestrial petroleum sourse rocks in China/ In Lacustrine Petroleum Sourse Rocks, eds. A/ J, Fleet, K.Kelts and M.R. Talbot, Geological Society Special Publication. 40. 279-289. Blackwell, Oxford.

9. Hvoslef S., Larter S.R., Leythaeuser D. Aspects of generation and migration of hydrocarbons from coal-bearing strata of the Hitra formation, Haltenbanken area, offshore Norway // Organic Geochemistry. 1998. Vol.13. P.525-536.

10. Kashirtsev V.A., Safronov A.F., Chalaya O.N., Zueva I.N., Lifshits /6th Internat. Confr. On Petrol. Geochem. And Explor. in Afro-Asian Region.12 12-14 Oct. 2004// Book of Abstracts. Part1. P87.

11. Wilkins R.W.T. and George S.C. Coal as a source rock for oil: a review // International Journal of Coal Geology. 2002. Vol.50. P.317-361.

О СВЯЗИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕКТОГЕНЕЗА, МАГМАТИЗМА И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ С РАЗЛОМАМИ ТИПА СДВИГА

Ситников В.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

При геологоразведочных работах на нефть и газ на востоке Сибирской платформы установлено, что в процессах формирования и размещения месторождений углеводородного сырья значительную роль играют глубинные разломы, в том числе разломы со сдвиговой составляющей.

На тектонических картах Западной Якутии выделяются многие глубинные разломы различного порядка и генезиса. Они подтверждаются результатами интерпретации геофизических полей, данных глубокого бурения, орогидрографических схем и космических снимков. О наличии сдвиговой составляющей свидетельствуют данные, полученные при анализе большого количества фактических данных по двум основным районам концентрации выявленных месторождений углеводородного сырья – Вилюйскому в нижнем течении р. Вилюй и Ботуобинскому на юго-западе республики.

В пределах первой территории проведенный анализ позволил выделить своеобразную систему дислокаций, названную нами Вилюйско-Алданской [4]. Эта система ориентирована в широтном направлении, связана с глубинными разломами и отличается от смежных структурных элементов как платформы, так и складчатой области присущими ей кинематическими особенностями и планом дислокаций.

В структурном отношении в пределах Вилюйско-Алданской системы, как и в геофизических полях, выделяются вилюйская и алданская части, характеризующиеся некоторыми отличительными чертами. Вместе с тем, общим для всей системы является запад-северо-западное простирание структур, чередование зон крупных поднятий и впадин, развитие диагональных и широтных разрывных нарушений.

Своеобразные крупные и высокоамплитудные хапчагайские структуры изучены бурением и сейсморазведкой, главным образом в разрезе мезозоя и верхней перми. По редкой сети профилей МОГТ намечены также черты их строения в более нижней части разреза. Структура поверхности кристаллического фундамента в районе Хапчагайского поднятия интерпретируется неоднозначно. Не исключено, что Хапчагайскому поднятию отвечает широтный разлом в фундаменте, осложненный оперяющими трещинами.

В связи с этим следует отметить, что в пограничных отложениях триаса-перми выделяется ряд горизонтов с характерными признаками палеосейсмической трещиноватости линейного характера. Сейсмопроявления, по всей видимости, группировались вдоль субширотной погребенной разломной зоны, которая совпадает с осью Хапчагайского мегавала.

Кроме того, в низах триасовой системы по данным бурения зафиксированы следы проявления вулканизма (диабазы, туффиты), приуроченные, главным

образом к Неджелинской структуре и южному крылу Мастахской антиклинали. В отложениях юры и мела широко развиты турбидиты. По результатам бурения фиксируются малоамплитудные разрывные нарушения.

Установленная кулисообразность в расположении структур, контролирующих газовые месторождения, дополнительно указывает на их связь со сдвиговыми деформациями. Общее субширотное простирание Хапчагайского мегавала и, вместе с тем, его сигмоидальная, «перекошенная» форма, по нашему мнению, также подчеркивают эту связь [4].

Наблюдаемые дислокации образованы, главным образом в нижнемеловой этап активизации тектонических движений. Однако глубинные разломы, контролирующие строение и развитие рассматриваемой территории, по всей видимости, являются более древними геологическими образованиями. Менее интенсивные подвижки, по крайней мере, без следов значительного перемещения в верхнем структурном этаже, происходят по ним, очевидно, и в современный этапе геологического развития.

В рамках второго (Ботуобинского) района исследований также проведен анализ нефтегазопоискового значения нарушений, вызванных горизонтальными смещениями блоков земной коры. Одним из наиболее изученных в настоящее время является Вилюйско-Мархинский глубинный разлом, к которому приурочены два месторождения (Среднеботуобинское НГКМ и Хотого-Мурбайское ГМ). Существование горизонтальных смещений левого знака по этому разлому достаточно убедительно подтверждается левой кулисообразностью разрывов Чаяндинского и Олдонского участков и отдельных линейных складок, выделенных сейсморазведкой [3].

В связи с этим большой интерес представляет вышеуказанная приуроченность к дизъюнктиву выявленных месторождений. Среднеботуобинская структура под очень острым углом вплотную примыкает к зоне разлома с запада и находится в плановом соответствии с левым сдвигом. Поднятие разбито серией разрывных нарушений на ряд блоков, приведших к сложному распределению трапповой интрузии по разрезу и обусловивших автономный характер флюидонасыщения. Несомненно, что подвижки по Вилюйско-Мархинскому разлому существенно повлияли на строение Среднеботуобинского месторождения и, возможно, явились причиной его возникновения.

Определенное воздействие на формирование структуры осадочного чехла и скоплений УВ оказали также процессы траппового магматизма. Можно отметить, что в связи с высокими изолирующими свойствами трапповых пород в полосе от магмопроводящей зоны и далее в направлении внедрения траппов логично предполагать наличие своеобразной региональной «ловушки». С момента своего образования последняя способствует аккумуляции углеводородов в конкретных локальных ловушках, находящихся вблизи от нее, ограничивая миграцию флюидов, направленную из Предпатомского прогиба в сторону платформы, положением магмоподводящей зоны. На возможность такого контроля непосредственно в условиях Непско-Ботуобинской НГО косвенно указывает соотношение известных месторождений с положением регионального траппового силла (или серии трапповых тел).

Изменение условий миграции во времени происходило взаимосвязанно с изменением тектонического режима. Как отмечено выше, в геологической истории исследуемой территории отчетливо намечаются две основные тенденции развития. Первая из них, обусловленная связью с процессами саморазвития соседней геосинклинали, наиболее полно проявилась в начальный период существования осадочного чехла - от рифея до силура включительно. Вторая тенденция нашла свое выражение в последующие этапы тектонической активизации, т.е. практически в постседиментационный период.

Отдельные глубинные разломы, ранее лишь косвенно влиявшие на процессы осадконакопления, в период повышения тектонической активности проникали непосредственно в осадочный чехол, главным образом в его нижнюю часть. Процессы перераспределения нефти и газа по площади и разрезу и переформирования первичных скоплений достаточно энергично начинались в тектонически активные эпохи и затем продолжались, постепенно затухая, в более спокойные тектонические периоды, вплоть до наступления гидродинамического равновесия в природных резервуарах. Значительная роль в этих процессах, особенно в этапы активизации блоковых подвижек фундамента, принадлежит глубинным разломам. С дизъюнктивными нарушениями связаны не только пассивные пути миграции флюидов. Экспериментально, а также на примерах из опыта изучения современных тектонических подвижек в сейсмоактивных районах установлено, что разрывообразование способно оказывать пульсирующее воздействие на породы и обусловливать интенсивное нагнетание флюидов вдоль плоскости нарушения и зоны осложняющих его трещин.

В этом отношении значительный интерес вызывают представления С.П. Максимова и др. о моделировании процессов миграции и, в частности, следующее положение: «... Поскольку миграция нефти и газа является необратимым процессом, воздействие цикличности тектонической активности, носящей непрерывно-прерывистый (квантовый) характер, обусловливает многократно-импульсный режим функционирования большей части компонент (факторов) миграции. Поэтому воздействие тектонических сил на миграцию можно сравнивать с работой поршневого насоса, многократно и импульсно проталкивающего практически не сжимаемые флюиды в зоны аккумуляции нефти и газа...» [2]. Наиболее благоприятные условия для реализации указанной модели существуют, по-видимому, в обстановке широкого развития сдвиговых дислокаций.

На примере анализа деформаций северо-восточной части Сибирской платформы ранее показано, что развитие сдвигов является многофазовым процессом, в течение которого на фоне общего преобладания тангенциальных усилий происходит многократная локальная смена напряжений сжатия и растяжения [1].

Наряду с рассмотренными выше явлениями, при развитии сдвиговых напряжений в условиях сложного блокового строения территории возникают предпосылки для образования достаточно протяженных (десятки километров) зон преимущественного растяжения. Последние приурочены, как правило, к границам блоков, испытывающих различную степень сжатия и в силу специфики

геологического строения по-разному реагирующих на тангенциальные напряжения. На этих участках разломов, временно характеризующихся повышенной раскрытостью недр, зарождаются и последовательно затухают процессы перераспределения флюидов по разрезу.

Литература:

1. Воронов П.С., Эрлих Э.Н. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы // Труды НИИГА. – вып. 28.Ленинград.1962.с. 17-28.

2. Максимов С.П., Кунин Н.Я., Сардонников Н.М. Цикличность нефтегазообразования и вторичная миграция. Геология нефти и газа. 1974. №8. с. 30-38.

3. Мигурский А.В., Мазаева П.К. Зоны сдвигов Непско-Ботуобинской антеклизы и их возможное влияние на нефтегазоносность // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы.Новосибирск. Сб. трудов СНИИГГиМС.1980. с. 66-76.

4. Ситников В.С., Спектор В.Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Изд. ЯФ СО АН СССР. Якутск. 1978. с. 35-45.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ И ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ И АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗ

Ситников В.С., Павлова К.А.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В современном структурно-тектоническом плане рассматриваемая территория характеризуется как относительно приподнятая часть Сибирской платформы, в том числе в рельефе поверхности кристаллического фундамента и в структуре разновозрастных осадочных толщ, выделяемых в разрезе платформенного чехла. В разные периоды изучения в ее пределах в различных границах и под собственными названиями выделялись полностью или частично крупнейшие надпорядковые тектонические элементы, в том числе Ангаро-Оленекская антеклиза; на севере – Анабарская и Оленекская антеклизы, разделенные Суханским прогибом; на юге – Чоно-Сюльдюкарский порог, Ботуобинская седловина, Катангская антеклиза и др.

В 1975 г. группа исследователей из Новосибирска (А.Э. Конторович, Н.В. Мельников, В.С. Старосельцев и др.) обосновала правомерность и целесообразность выделения на смежных территориях Иркутской области и Республики Саха (Якутия) крупной надпорядковой тектонической структуры – Непско-Ботуобинской антеклизы [1].

В начале 80-х годов прошлого столетия к северу от этой антеклизы было обособлена крупная Сюгджерская седловина, разделяющая в субмеридиальном направлении Непско-Ботуобинскую и Анабарскую антеклизы и, вместе с тем, в субширотном направлении переходящая в Вилюйскую гемисинеклизу на востоке и в Тунгусскую (Курейскую) синеклизу на западе. До последнего времени на тектонических схемах, включающих в себя рассматриваемую территорию Сибирской платформы и составленных различными группами исследователей, указанный субмеридиальный ряд надпорядковых тектонических элементов в

принципе сохраняется, с некоторыми различиями трактуются лишь их границы и размеры (рис. 1).

Непско-Ботуобинская антеклиза по сравнению с другими нефтегазоносными территориями востока Сибирской платформы характеризуются максимальной степенью геолого-геофизической изученности. Залежи нефти и газа связаны с вендскими и нижнекембрийскими отложениями. В основании чехла на большей части антеклизы прослеживается существенно терригенная толща ранневендского возраста, залегающая в большинстве случаев непосредственно на кристаллическом фундаменте. В ее разрезе выявлен и прослежен ряд продуктивных горизонтов, контролирующих основные разведанные и предварительно оцененные запасы УВ. В вышележащей толще венд-кембрийского возраста на отдельных месторождениях установлены менее значительные по запасам УВ. Вместе с тем, именно в этой существенно карбонатной части разреза, сосредоточена преобладающая часть разведанных запасов нефти и определено более половины прогнозных ресурсов УВ.

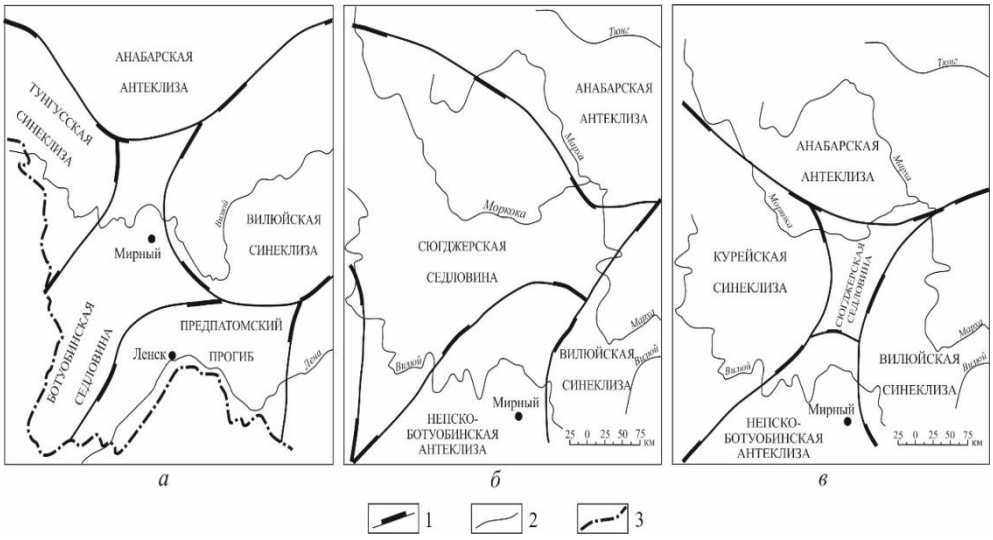


Рис. 1. Эволюция представлений о тектоническом положении территории сочленения Анабарской и Непско-Ботуобинской антеклиз в разные периоды ее изучения (а – в начале 70-х годов; б – в 80-е годы; в – в 90-е годы XX века).
1 – тектонические границы; 2 – реки; 3 – административная граница РС (Якутия).

Наиболее крупными месторождениями в Непско-Ботуобинской НГО являются Чаяндинское, Среднеботуобинское, Тас-Юряхское, Верхневилючанское и Талаканское НГКМ. Практически все эти месторождения характеризуются сложным геологическим строением. Типы выявленных залежей весьма разнообразны. Наряду с антиклинальными структурами, широко распространены месторождения, связанные с неантиклинальными ловушками, контролируемыми литологическим выклиниванием или замещением пород коллекторов. Вследствие

интенсивного проявления дизъюнктивной тектоники, подавляющее большинство месторождений характеризуется блоковым строением и наличием многочисленных элементов тектонического экранирования.

На Анабарской антеклизе в низах осадочного чехла достаточно широко распространены рифейские и вендские отложения, содержащие потенциально нефтегазоносные горизонты.

На южном склоне Анабарской антеклизы в строении нижне-среднекембрийского комплекса, значительную роль играют рифогенные карбонатные породы. Здесь прогнозируются зоны развития пород с улучшенными коллекторскими свойствами. При этом, наряду с сабховыми фациями, значительную роль играют обломочные образования, приуроченные к окраинным частям рифовой зоны и конкретных органогенных построек. Покрышкой могут служить верхнекембрийские карбонатно-глинистые отложения.

В глубоких скважинах отмечены многочисленные нефтепроявления и выбросы природного газа. На Мархинской площади в низах старореченской свиты (венд) установлен горизонт мощностью до 20 м, состоящий из карбонатных песчаников, пропитанных нефтью.

Результаты геофизических исследований и материалы бурения многих параметрических и поисковых скважин (Сохсолохская, Батырская, Танхайская, Мегеляхская, Моркокинская и др.) вполне однозначно свидетельствуют о том, что ранее выполненный прогноз в отношении формы, границ и размеров седловины не подтвердился. Вместе с тем, изучение особенностей распространения аналогов продуктивных отложений, установленных на соседней Непско-Ботуобинской антеклизе и предполагаемых на рассматриваемой территории, а также данных о гидрогеологических условиях разреза дает возможность достаточно дифференцированно оценивать перспективы нефтегазоносности различных частей бывшей седловины и ориентировочно выделять наиболее перспективные зоны по каждому из комплексов, в том числе раздельно на нефть и газ.

Проведенный авторами анализ данных глубокого бурения и, в частности, структурных построений, выполненных в последнее время по поверхности кристаллического фундамента, показывает, что седловина как таковая, видимо, отсутствует. Зафиксирован весьма необычный характер сочленения двух крупных антеклиз (Анабарской и Непско-Ботуобинской) с последовательным встречным погружением поверхности кристаллического фундамента в их периклинальных частях, вплоть до их смыкания вдоль узкой линейной зоны субширотного простирания шириной не более 10-15 км. Эта зона контролируется, очевидно, глубинными разломами, разделяющими крупные блоки кристаллического фундамента (рис. 2).

В свете приведенных данных представляется целесообразным внести соответствующие изменения и уточнения в схемы тектонического и нефтегазогеологического районирования рассматриваемой части Сибирской платформы с существенным расширением периклинальных частей антеклиз и включением прилегающей к ним с запада крупной территории в состав Курейской синеклизы.

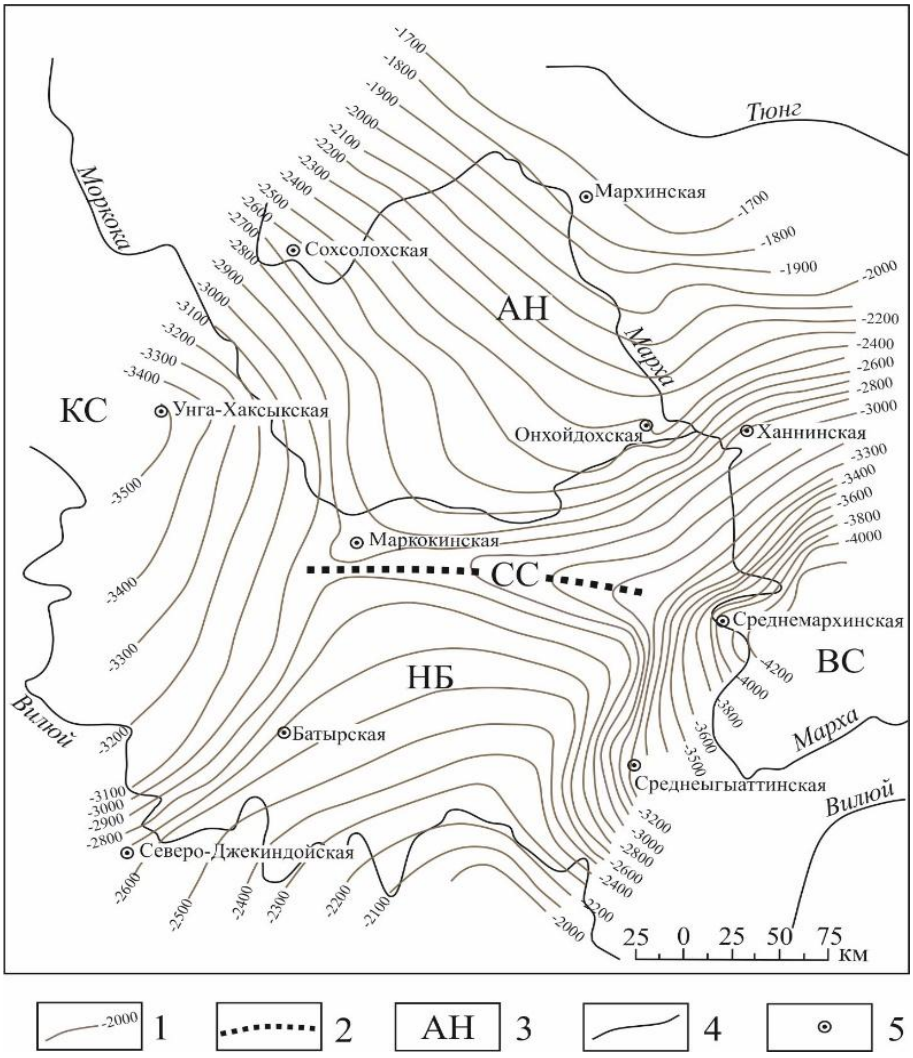


Рис. 2. Схема строения поверхности кристаллического фундамента по данным глубокого бурения в области сочленения Непско-Ботуобинской и Анабарской антеклиз, Вилюйской и Курейской синеклиз и Сюгджерской седловины.
1 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 – вероятное положение прогнозируемой зоны древних разломов; 3 – надпорядковые тектонические элементы: НБ – Непско-Ботуобинская антеклиза, АН – Анабарская антеклиза, ВС – Вилюйская синеклиза, КС – Курейская синеклиза, СС – Сюгджерская седловина; 4 – реки; 5 – глубокие скважины.

Это весьма важно, так как уточненные границы должны в полной мере способствовать выяснению закономерностей формирования и размещения месторождений углеводородного сырья, выделению установленных и

прогнозируемых зон нефтегазонакопления, открытию новых крупных месторождений и в целом ускоренному росту сырьевой углеводородной базы на востоке Сибирской платформы.

Литература:

1. Анциферов А.С. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др. // под ред. А.Э. Конторовича. М.: Недра. 1981. 552 с.

2. Ситников В.С. и др. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия) / В.С. Ситников, И.А. Кушмар, Т.К. Баженова и др. // под ред. В.С. Ситникова, О.М. Прищепы. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ». 2014. 436 с.

ПРОБЛЕМЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ И ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ РС(Я)

Третьяков М.Ф.[1], Третьякова О.Г.[1], Fernandes R.M.S.[2]

[1]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

[2] Space & Earth Geodetic Analysis Laboratory (SEGAL), Covilhã, Portugal

Эффективность применения методов космической геодезии для изучения геодинамических процессов в земной коре не вызывает сомнения, и такие методы как VLBI, SLR и GPS, активно используются уже на протяжении нескольких десятилетий.Успешным проектом применения технологий спутниковой геодезии GPS на Северо-Востоке России стала Деформационная Сеть Северной Евразии (NEDA), которая функционирует на базе сейсмологических станций Геофизической Службы РАН. Эта сеть станций GPS на основании многолетнего (с 1997 г.) периода непрерывных наблюдений и накопления данных позволила осуществить обоснованный геодинамический анализ огромной территории Сибири и Дальнего Востока России. В первую очередь сеть NEDA нацелена на решение задач крупномасштабной геодинамики и предоставляет надежную базу для региональных проектов GPS-исследований слабо изученной границы крупных литосферных плит: Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской. В результате функционирования проекта NEDA определены современные скорости взаимного движения плит и показано, что они существенно отличаются от скоростей геологической модели NUVEL-1A, установлены положения полюсов взаимного вращения литосферных плит [1, 2, 3].

Современная технология GPS позволяет измерять направление и скорость движения станций с точностью в доли миллиметра, причем как горизонтальные, так и вертикальные перемещения. Достижение такой точности стало возможным благодаря деятельности Международной Службы GPS (IGS), которая объединяет в глобальную сеть более 300 станций GPS, распределенных по всему миру. Данные со всехэтих станций непрерывно обрабатываются в центрах анализа IGS, и готовые высокоточные результаты измерений через глобальные центры данных IGS (например, http://sopac.ucsd.edu) предоставляются заинтересованным научным организациям для изучения геодинамических процессов в региональных проектах,

а также для решения разнообразных прикладных задач. Характеристики движения станций определяются относительно Международной Земной Системы Относимости (International Terrestrial Reference Frame - ITRF), параметры которой постоянно уточняются. В настоящий момент актуальной является ITRF2008 [6]. Привязка результатов измерений к единой системе относимости позволяет сопоставлять и объединять данные произвольных сетей (подмножеств) станций GPS в том случае, если объединяемые сети имеют несколько общих пунктов измерений, и известны периоды времени, в которые проводились измерения. Набор факторов, которые оказывают влияние на точность расчетов и которые необходимо учитывать, постоянно расширяется и включает в себя: характеристику ионосферы, параметры вращения Земли, тропосферную задержку сигнала и т.д. Большинство факторов, искажающих измерения, хорошо изучены и учитываются при анализе измерений с помощью специализированных программных пакетов, таких как GAMIT/GLOBK, BERNESE и GIPSY. Таким образом, технология GPSпостоянно совершенствуется, растет точность измерений, обновляются алгоритмы анализа временных рядов GPS, и как следствие, появляется новое программное обеспечение, например, CATS [8]. Эта программа становится популярным выбором для анализа временных рядов GPS и используется, например, европейской сетью станций GPS (EUREF). В связи с вышесказанным существует необходимость в ревизии уже накопленных данных, в поддержании актуальности существующих сетей станций GPS и в дальнейшем развитии таких проектов, как NEDA, путем увеличения количества станций GPS.

На обширной территории республики Саха (Якутия) находятся всего две станции постоянного действия сети NEDA, в п.Тикси и в г. Якутске. Также есть GPS станция в филиале СВФУ в г.Нерюнгри, с помощью которой сотрудники Технического института ведут геодинамические исследования в Южной Якутии [5]. Многие исследователи в своих работах подчеркивают, что именно стационарные GPS-станции круглогодичного действия, которые накапливают данные на протяжении нескольких лет, дают надежные данные о направлении и скорости движения литосферных блоков и позволяют отделить их от локальных (случайных) подвижек, возникающих вследствие различной активности в земной коре (сейсмической, вулканической и т.п.) или даже в результате несчастных случаев, как в случае со станцией KOSG. Станция KOSG (Нидерланды) –это одна из основных станций ITRF(IGS). В 2003 г. опора антенны этой станции была повреждена автомобилем и сместилась. Для вычисления временных рядов для KOSG использовались различные базовые сети с различным количеством станций. Скачок на временном ряду этой станции, вызванный инцидентом, отчетливо фиксируется в глобальном решении, для которого использовались данные больше чем 60 станций, но он почти не обнаруживается на субрегиональном решении, которое построено на данных 5 станций центральной Европы. Таким образом, число станций значительно влияет на результат измерений. Когда используется небольшое количество станций, ошибка на одной станции затрагивает все решение, тогда как эти эффекты сглаживаются, когда используется большое количество станций [7]. Поэтому для расчета движений станций региональных сетей очень важно включить в анализ, наряду с региональными станциями, также

и близлежащие опорные станции IGS сети, реализующие глобальную систему относимости [1].

Установка постоянных GPS станций, особенно удаленных, требует определенных условий. К ним относятся наличие помещения для регистрирующей аппаратуры, обеспечение стабильного электропитания, подключение к сети Интернет для передачи данных в центры обработки, архивирования данных, удаленного управления приемником сигналов GPS и обеспечение сохранности оборудования. Такие требования, конечно, налагают ограничения на возможности размещения станций, т.е. целесообразней устанавливать станции в пределах населенных пунктов республики Саха (Якутия). В первую очередь интерес вызывает малоизученная граница Евразийской и Североамериканской плит в ее материковой части, известной также как сейсмическая зона хребта Черского (СЗХЧ) [4]. Тем более, что в этой зоне нет постоянных GPS станций, и эта область характеризуется результатами периодических полевых GPS измерений, выполненных авторами работ [1, 2, 3]. Места установки временных GPS станций сосредоточены в основном в пределах населенных пунктов вдоль трассы Якутск-Магадан (Теплый Ключ, Усть-Нера, Томтор и др.). Обширные области республики, расположенные к северу и северо-востоку от трассы "Колыма" и соответствующие им тектонические структуры Верхояно-Колымской складчатой области не изучались с помощью технологий Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС). Размещение постоянных GPS станций в населенных пунктах северо-восточных районов республики (Верхоянский, Момский, Томпонский, Оймяконский, Усть-Янский, Абыйский),несомненно, даст новые, определяющие данные, характеризующие кинематику литосферных плит и их границу. Кроме того, представляет интерес мониторинг сейсмических подвижек и оценка потенциала упругих деформаций методами GPS в зонах крупных сейсмогенных разломов СЗХЧ, таких как Улахан, Чай-Юреинский, Инъяли-Дебинский, Адыча-Тарынский к зонам динамического влияния, которых приурочены эпицентры землетрясений. Это имеет большое значение для прогноза сейсмической опасности региона. Возможность прямого измерения сейсмических подвижек, позволяющих непосредственно оценить сейсмический момент землетрясения, отличает методологию GPS от сейсмологических методов, из которых, как правило, известен фокальный механизм очага и его гипоцентр, дающие опосредованные оценки сейсмического момента [1]. Исследованию зон крупных активных разломов, помимо измерений, полученных с постоянных станций, будут способствовать данные периодических полевых компаний, которые необходимо проводить ежегодно с повторением в один и тот же сезон (в условиях республики, лучше летний) для исключения сезонных вариаций.

Между Северо-Восточным федеральным университетом имени М.К. Аммосова (СВФУ) и португальской геодезической лабораторией анализа Земли из космического пространства (SEGAL) заключен меморандум сцельюисследования границ и кинематики Евроазиатской и Североамериканской плит в пределах Якутии и Магаданской области. Для этого предполагается провести кампанию измерений с помощью GPS станций вдоль трассы Якутск-Магадан, чтобы расширить временные ряды измерений, проведенных ранее в этом регионе. В

дальнейшем планируется установка постоянно действующих базовых станций ГНСС с целью изучения геодинамики и оценки сейсмической опасности территории республики Саха (Якутия). К сожалению, не способствует развитию подобных международных исследований современная политическая обстановка. Из-за отказа правительства США размещать на своей территории элементы российской системы дифференциальной коррекции и мониторинга ГЛОНАСС, Россия перестала передавать данные с российского сегмента сети IGS, и размещение новых опорных станций IGS на территории РФ пока не представляется возможным.

Литература:

1. Стеблов Г.М. Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва, 2004.https://dvs.rsl.ru.

2. Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли. // Физика твердого тела, 2005. Т.47. Вып.6.С.1009–1014.

3. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных. // Геология и геофизика. 2012. Т.53. № 4. С.489—507.

4. Третьяков М.Ф., Колодезников И.И., Имаев В.С. Особенности строения земной коры сейсмического пояса Черского. Якутск: ООО "Изд-во Сфера". 2010. 104 с.

5. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Динамика движений GPS-пункта как отражение состояния геофизической среды // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. 5-го междунар. симпозиума, г. Бишкек. В 2 т. Т. 2. Бишкек: НСРАН. 2011. С.106–109.

6. Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // J. Geod. 2011. V.85. N.8. P.457-473.

7. Bastos, L., M.S. Bos, R.M.S. Fernandes, “Deformation and Tectonics: Contribution of GPS Measurements to Plate Tectonics – Overview and Recent Developments”, Sciences of Geodesy – I, Advances and Future Directions, Xu, G. (Ed), Springer Heidelberg, 2010. pp. 155-184.

8. Williams, S.D.P (2008) CATS: GPS coordinate time series analysis software. GPSSolutions, doi: 10.1007/s10291-007-0086-4.

О ТЕРРЕЙНАХ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Третьяков Ф.Ф.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Тектоническое районирование Северо-Востока СССР на основе террейнового анализа впервые была предпринята Л.П. Зоненшайном с соавторами [2]. Ими в пределах Восточной Якутии к чужеродным блокам были отнесены элементы Колымской структурной петли, Олойской зоны, а также Омолонский и Охотский массивы, окруженные структурами Верхоянской складчатой системы, возникшей в позднем мезозое на месте пассивной континентальной окраины. Позже с прочнымстановлением современной концепции аккреционной тектоники область

распространения террейнов Восточной Якутии расширилась и главным образом за счет складчатых структур Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), обрамляющих Колымо-Омолонский супертеррейн (КОС) с севера и юго-запада. На этой территории в состав террейнов вошли: турбидитовые Кулар-Нерский и Нагонджинский и аккреционного клина Полоусно-Дебинский [9]. Однако вопросы типизации указанных выше террейнов ВСНП решены не полностью и кратко обсуждаются ниже.

Кулар-Нерский турбидитовый террейн,впервые был выделен как сланцевый пояс [6], сложен преимущественно глубоководными аргиллит-алевролитовыми толщами пермь-нижнеюрского возраста, которые относятся к дистальным образованиям обломочных отложений Верхоянской пассивной окраины, накопившихся на ее континентальном склоне и подножье [2, 6, 8].По происхождению эти отложения тесно связаны со смежными шельфовыми и отличаются друг от друга не геологической историей развития, а фациальными условиями осадконакопления в разных зонах пассивной континентальной окраины верхнего палеозоя – мезозоя. Они одновременно покрывали ее шельф, континентальный склон и подножье, принадлежат одному непрерывному латеральному ряду терригенных отложений и участвуют в строении единой проградационной призмы (клиноформы) [2, 6, 9]. Форма, основные черты строения и практически первоначальное положение этого проградационного (миогеоклинального) клина сохранились и после превращения пассивной окраины в складчато-надвиговый пояс, и расчленять ее на террейны нет необходимости. Соответственно не возникает вопроса и о перикратонном характере Кулар-Нерского террейна, в том смысле как это полагают Л.М. Парфенов с соавторами [9], то есть об его отрыве и последующем причленении к окраине Северо-Азиатского кратона.

Однако в последние годы некоторые исследователи предлагают складчатые зоны верхоянского комплекса (шельфовые), которые располагаются к западу от Кулар-Нерского сланцевого пояса, включить в разряд перикратонных террейнов или террейнов пассивной континентальной окраины [8]. С одной стороны эта точка зрения целиком основана на характере деформаций осадочных толщ, их складчато-надвиговомстроении, то есть на структурном, а не на террейновом анализе. С другой стороны, если перикратонными считать террейны непричлененные к кратону в процессе субдукции, то территорию ВСНП можно представить крупным перикратонным (неаккреционным) Верхояно-Охотским супертеррейном.

Нагонджинский турбидитовый террейн располагается между Полоусно-Дебинским террейном и КОС [9]. С палеозойскими блоками Омулевского террейна КОС он повсеместно имеет надвиговые тектонические контакты. По составу и строению осадочного разреза триасовые терригенные отложения Нагонджинского террейна практически не отличаются от одновозрастных толщ смежного Кулар-Нерского сланцевого пояса и явно формировались с последними в одинаковых условиях седиментации близкими к обстановке континентального подножья или глубоководного морского бассейна. Кроме того, отложения указанных террейнов, без признаков какого-либо перерыва, согласно перекрываются осадками юрского возраста Полоусно-Дебинского террейна на севере и юге. Следует полагать, что

мезозойские толщи Нагонджинского террейна являются восточным продолжением осадочных комплексовКулар-Нерскогосланцевого пояса (террейна).

Верхнепалеозойские образования Нагонджинского террейна, характеризуются совершенно иными обстановками формирования, чем мезозойские. Выделяемые в его составе каменноугольные и пермские вулканогенно-терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные образования пространственно и геологически связаны главным образом с более древними породами блоков Омулевского террейна КОС. Часто узкие клинья этих верхнепалеозойских отложений тектонически “приклеены” надвигами к западным внешним границам Селенняхского и Тас-Хаяхтахского блоков Омулевского террейна или внутри последних перетасованы с надвиговыми пластинами нижне-среднепалеозойских пород. В некоторых случаях устанавливается, что они разными горизонтами разреза несогласно или со стратиграфическим перерывом перекрывают подстилающие среднепалеозойские карбонатные отложения [3]. А вулканогенно-терригенно-кремнистые части разреза в пределах Селенняхского блока указывают на проявление процессов позднепалеозойского рифтогенеза [5]. Исходя из вышеуказанного, есть все основания полагать, что верхнепалеозойские толщи Нагонджинского террейна, принадежат иным геодинамическим образованиям и представляют собой террейны внешних блоков Омулевского террейна КОС.

Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина или преддугового прогиба [6, 9] состоит из двух синклинориев, дугообразно обрамляющих Колымо-Омолонский супертеррейн: с севера – Полоусный, а с юго-запада – Инъяли-Дебинский. Они выполнены терригенными толщами юрского возраста, которые согласно надстраивают позднетриасовые отложения турбидитовых террейнов: Кулар-Нерского на правобережье р. Индигирки [3] и Нагонджинского в районе Селенняхского хребта [4]. Нижние части осадочных разрезов сложены раннеюрскими кремнисто-глинистыми, глинистыми отложениями, выше они сменяются средне-позднеюрскими однородными обломочными флишевыми образованиями [3, 4, 9]. Приведенная выше характеристика терригенных отложений юрского возраста Полоусно-Дебинского террейна не соответствует по составу и строению образованиям надсубдукционных аккреционных клиньев (призм). Поскольку материалом, слагающим типичные надсубдукционные аккреционные призмы (клинья) являются разнородные по геодинамической природе комплексы турбидитов, терригенных меланжей, фрагментов океанической коры, олистостром [7].

К тому же, субдукционная обстановка на рассматриваемой территории возникла лишь в конце юрского времени (оксфорд-киммеридж) с созданием островодужного Уяндина-Ясачненского вулканического пояса (УЯВП). Но позднеюрские разрезы Полоусно-Дебинского террейна, интерпретируемые как отложенияпреддугового бассейна УЯВП [6], лишены сколько-нибудь значительного количества одновозрастного вулканогенного материала сносимого с островной дуги УЯВП. Согласно [3, 4] они представлены отдельными горизонтами туфоалевролитов в осадочных толщах Инъяли-Дебинского синклинория, а на Полоусном синклинории и вовсе не отмечены.

Проблема террейнов ВСНП, рассмотренных выше, как и аккреционной тектоники всей Восточной Якутии, тесно связана с проблемой верхнепалеозойско-раннемезозойского Оймяконского палеоокеана, прямые геологические данные существования которого отсутствуют. Но именно с закрытием этого палеоокеана связывается формирование в поздней юре островодужных образований УЯВП, который, наряду с палео Верхоянской пассивной континентальной окраиной, является основным геодинамическим признаком былого океанического бассейна [2, 8, 9]. Другие геологические следы его жизни, такие как фрагменты офиолитового комплекса, океанических отложений, пород аккреционного клина и прочее, в пределах коллизионного пояса Черского, где он прекратил свое существование, пока не обнаружены. В отличие от этого фрагменты офиолитов и других образований одновозрастного ему Протоарктического (Южно-Анюйского) палеоокеана, закрытого такжев поздней юре – раннем мелу на территорииЮжно-Анюйской зоны, довольно многочисленны [1, 2, 8].

Литература:

1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра. 1990. 334 с.

3. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. (отв. ред.). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист-54, 55–Хонуу. Объяснительная записка. Ленинград. 1986. 120 с.

4. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. (отв. ред.). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-53-(55) Депутатский. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 1992. 105 с.

5. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС. 2000. 269 с.53.

6. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология, 1995. Т.14. № 6. С.32-43.

7. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3-18.

8. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. №6. С. 60-78.

9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”. 2001.

К ПЕТРОЛОГИИ МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ КЕСТЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Трунилина В.А., Иванов А.И., Роев С.П.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Арга-Ыннах-Хайский массив одноименного поперечного ряда интрузий Адычанского антиклинория вскрывается в виде двух сближенных выходов – Западного и Восточного, объединенных общим полем контактового метаморфизма (рис. 1). Последовательность формирования пород: гранодиориты и андезиновые граниты –> двуслюдяные граниты –> дайки аплитов, лейкогранитов, гранит-порфиров –> микроклин-альбитовые граниты, слагающие Кестерский гарполит в центре Западноговыхода и свиту даек и представляющие собой крупное олово-редкометалльное месторождение с сопутствующими Li, Nb и Ta, [1, 2]. Изучение их началось с 60-х годов прошлого столетия и продолжается до настоящего времени. Соответственно менялись и точки зрения на их происхождение – от метасоматического до магматического, однако ни у кого не вызывало сомнения само их наличие, за исключением вызывающей недоумение последней публикации по объекту, где эти породы рассматриваются как гидротермально-метасоматические образования кварц-альбитового состава [3]. Автор, вероятно, не учел ни специфику их минерального, петрографического и химического состава, ни широкое распространение аналогичных даек.

Породы сложены кварцем, альбитом, микроклином, литиевыми слюдами, топазом, монтебразитом. Наиболее характерные акцессорные минералы: касситерит, сподумен, литиевые фосфаты, колумбит-танталит, гильдренит, литиевый шерл, циркон, монацит, ксенотим, ортит. При этом магматический циркон представлен преимущественно морфотипом D, характерным для пород мантийного и корово-мантийного происхождения; а реститовые минералы – цирконом морфотипа «Е», типичного для гранулитов; высокотемпературным авгитом с железистостью 20–31%, по соотношениям $MnO – TiO_2 –Na_2O$ и наличию эгириновой молекулы (до 6%) сопоставимым с клинопироксенами основных пород повышенной щелочности; магнезиальным амфиболом ряда паргасит–эденит (f = 36 – 40%) [4].

Химический состав пород Западного и Восточного выходов массива соответствует гранодиоритам и гранитам высококалиевой известково-щелочной серии синколлизионной или раннеорогенной обстановки (рис. 2–5). Точки составов микроклин-альбитовых гранитов на дискриминационных диаграммах дают самостоятельные, секущие основные эволюционные, тренды, что невозможно при нормальном ходе эволюции гранитоидной магмы или образовании пород в результате -метасоматических процессов. По высокому – до 190 г/т содержанию Nb при содержании Zr до 125 г/т и Y до 50 г/т и соотношениям основных породообразующих окислов они относятся к постколлизионным или внутриплитным образованиям.

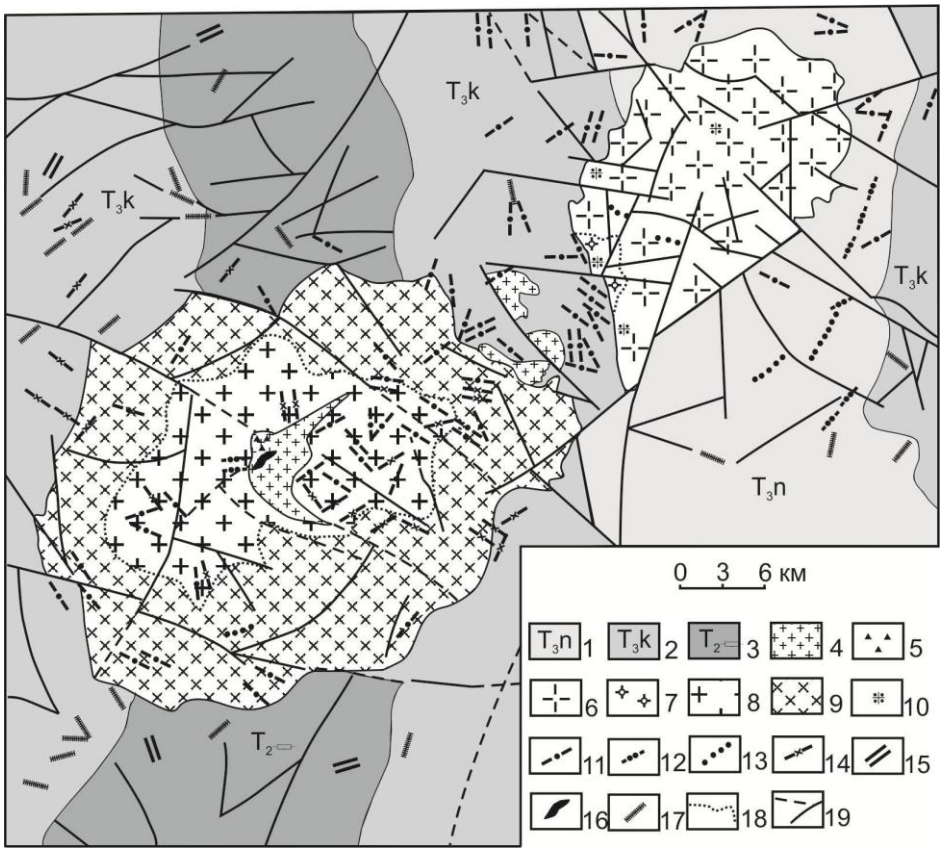


Рис. 1. Геологическая карта Арга-Ыннах-Хайского массива (Бояршинова и др., 1980). 1 – поздний триас, норийский ярус, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 2 – поздний триас, карнийский ярус, песчаники, алевролиты; 3- средний триас, ладинский ярус, песчаники, алевролиты. Массивы позднемезозойских гранитоидов: 4 – микроклин-альбитовык граниты ($К_2$), 5 – магматическая брекчия с турмалиновым цементом ($К_1$), 6 –двуслюдяные граниты ($К_1$), 7 – гранит-порфиры ($К_1$), 8 – андезиновые граниты ($К_1$), 9 – андезиновые граниты и гранодиориты ($К_1$), 10 – грейзенизированные граниты ($К_1$). Дайки: 11 – микроклин альбитовые граниты ($К_2$), 12 – кварцевые порфиры ($К_2$), 13 – лейкократовые мусковит-турмалиновые граниты ($К_1$), 14 – аплитовидные граниты и гранит-порфиры ($К_1$), 15 – диабазовые и диоритовые порфириты (J_3). 16 – грейзены, 17 – минерализованные зоны; 18 – фациальные границы, 19 – тектонические нарушения – достоверные и предполагаемые.

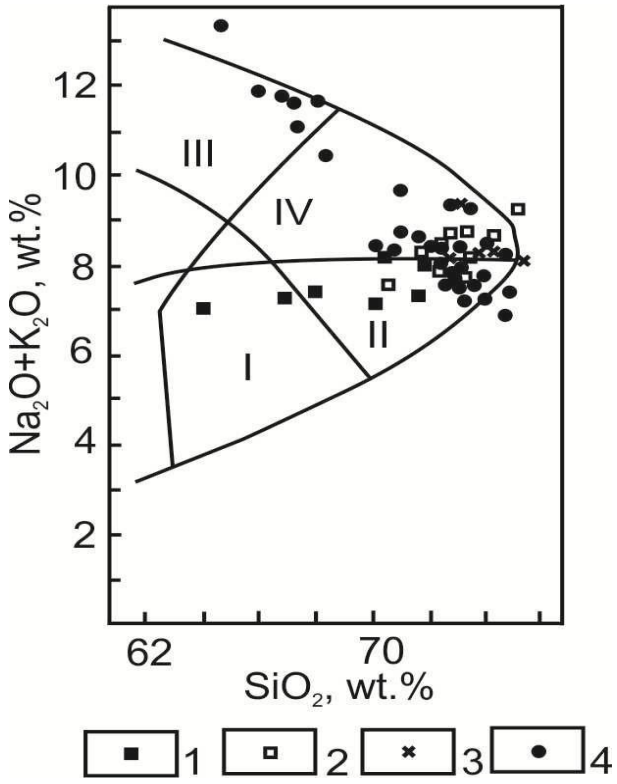


Рис. 2. Классификационная диаграмма для гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского массива.

Здесь и далее на рис 3–5: 1 – гранитоиды Западного выхода, 2 – двуслюдяные граниты Восточного выхода, 3 –лейкограниты и аплиты, 4 – микроклин-альбитовые граниты. Поля диаграммы: I – гранодиориты, II – граниты, III – сиениты, IV – щелочные граниты

По данным А.И. Зайцева, изотопный Rb-Sr возраст микроклин-альбитовых гранитов варьирует от 115 до 129 млн. лет В целом, анализ Rb-Sr изотопной системы указывает на коровый характер материнского для них расплава, но высокое первичное отношение изотопов стронция (0,71052 – 0,72877) свидетельствует об участии в их формировании флюидов из сильно дифференцированного по Rb/Sr отношению источника [4]; высокие (до 300) значения в них Rb/Sr типичны для магматических пород, материнские расплавы которых формировались по мантийным субстратам [7], а соотношения Y – Nb – Ce соответствует таковым в мантийных или корово-мантийных гранитах А-типа (рис. 6). Это позволяет сделать вывод о наличии в магмоформирующем субстрате пород или горизонтов основного или щелочно-основного состава и проработку его глубинными флюидами, связанными с основными расплавами повышенной щелочности.

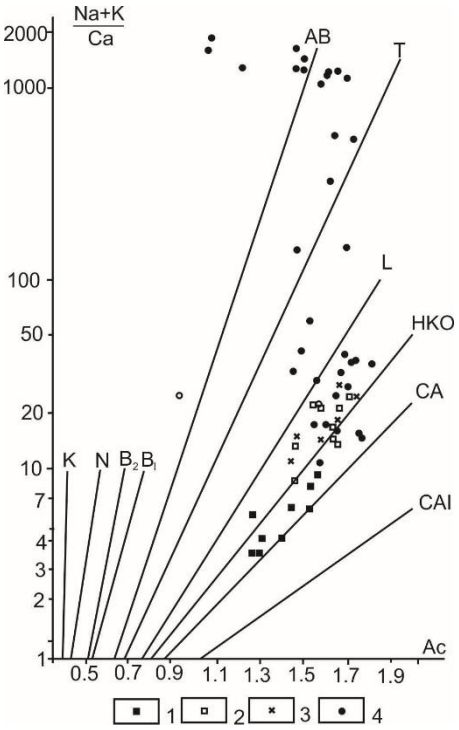


Рис. 3. Магматические серии гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского массива

Главные эволюционные тренды [1]: CA – главный известково-щелочной, HKO – высококалиевый известково-щелочной, L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочно-базальтовый. Ac – активность катионов.

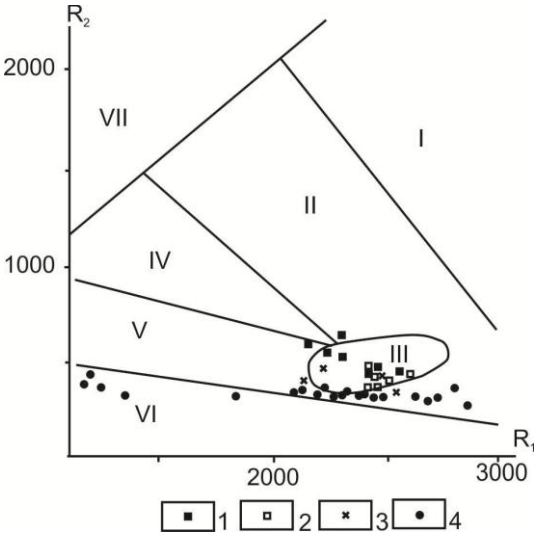


Рис. 4. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского массива

Поля диаграммы – производные [6]: I – мантийных магм, II – доплитной коллизии, III – синколлизионные, IV – постколлизионного воздымания, V – позднеорогенные, VI – анорогенные, VII – щелочных магм. R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe-Ti); R2 =6Ca+2Mg+Al

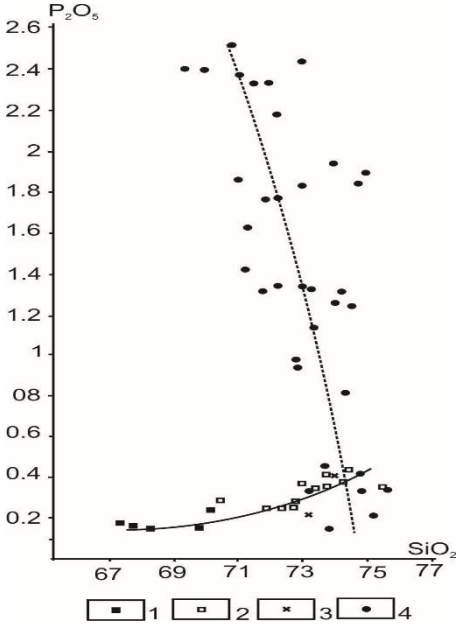


Рис. 5. Соотношение P_2O_5 – SiO_2 в гранитоидах Арга-Ыннах-Хайского массива



Рис. 6. Соотношение Y-Nb-Ce в микроклин-альбитовых гранитах Поля диаграммы [5]

Литература:

1. Недосекин Ю.Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука. 1988. 141с.

2. Орлов Ю.С. Филимонов Ю.А, Бояршинов В.В. К вопросу о генезисе аляскитов Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) / Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. – Якутск: Якутское книжное издательство. 1984. С. 74–81.

3. Протопопов Р.И. Проблема выделения кестерского комплекса редкометалльных гранитов (малых интрузий) /Вестник Госкомгеологии, 2014, № 1 (13). С. 47–52.

4. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состави генетические аспекты формирования гранитов А-типаВерхояно-Колымской складчатой области / Отечественная геология, 2008. № 5. С. 99–109.

5. Eby G.N. Chemical subdiwision of the A-type granitou\ids: petrogenetic and tectonic implications / Geology, 1992. № 20. P. 641–644.

6. De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses – its relatijyships and current nomenclature / Chem. Geol.. 1980. v. 29. P. 183–210.

7. Tischendorf G., Forster H.J., Gottesmann B. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li2O estimation from MgO data / Mineral. Magazine. 1999. v.63. №417. P.57–74.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЕК ДЖАХТАРДАХСКОГО РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА И СВЯЗЬ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

Трунилина В.А., Роев С.П.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Джахтардахский рудно-магматический узел (РМУ) локализован в пределах одноименного вулканогенного поля среди баррем-аптской вулканогенно-терригенной толщи, пронизанной многочисленными дайками и экструзиями, в составе которых установлены *трахибазальты, трахидолериты, трахиандезибазальты, субщелочные габбро-диабазы, лампрофиры (керсантиты), монцониты, сиениты, латиты, кварцевые латиты, трахиандезиты, трахириолиты* и *щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры* (рис. 1). Всем породам присущи пироксен-биотитовая ассоциация вкрапленников;обогащенные REECl- и F-апатиты, ильменит, магнетит, циркон, комплекс сульфидов. Биотит по соотношениям F/OH – Mg/Fe сопоставим с биотитами корово-мантийных образований и кристаллизовался при высоком потенциале кислорода, воды и хлора и низком – фтора. Несмотря на интенсивное постмагматическое преобразование пород с появлением в них рассеянной турмалиновой и сульфидной вкрапленности, сколько-нибудь заметного оруденения в связи с ними, пока не установлено.

В западной части РМУ вскрываются несколько *гранитных* выходов. К одному из них приурочено Джахтардахское оловорудное месторождение касситерит-силикатной формации. Граниты и вмещающие их породы рассечены дайками монцонит-порфиров, лампрофиров и трахириолитов. Граниты центральной части выхода среднезернистые, сложены кварцем, олигоклазом-альбитом, микроклином, биотитом (f = 54,5–58%) с повышенным содержанием F (1–1,3%) и более низким – Cl (0,16–0,34%). Кристаллизация проходила при низкой активности воды, хлора и фтора ($-\log fO_2$ = 15,2–15,6; $\log fH_2O$ = 0,9–1,97; $\log fHCl$ = 0,48–1,31; $-\log fHF$ = 1,22–2,37 [3]. В эндоконтакте граниты мелкозернистые, гломеропорфировые, с выделениями грубопертитового или решетчатого микроклина, альбита и кварца. Они, как и вмещающие породы и дайки интенсивно грейзенизированы (турмалин-мусковит-кварцевые грейзены) и сульфидизированы. Пирит грейзенов содержит до 0,4% Bi, до 0,06% W, до 0,1% Sn;. арсенопирит – до 0,08% Ag, до 0,11% Sb, до 0,2% Bi, до 0,06% W и до 0,05% Sn..

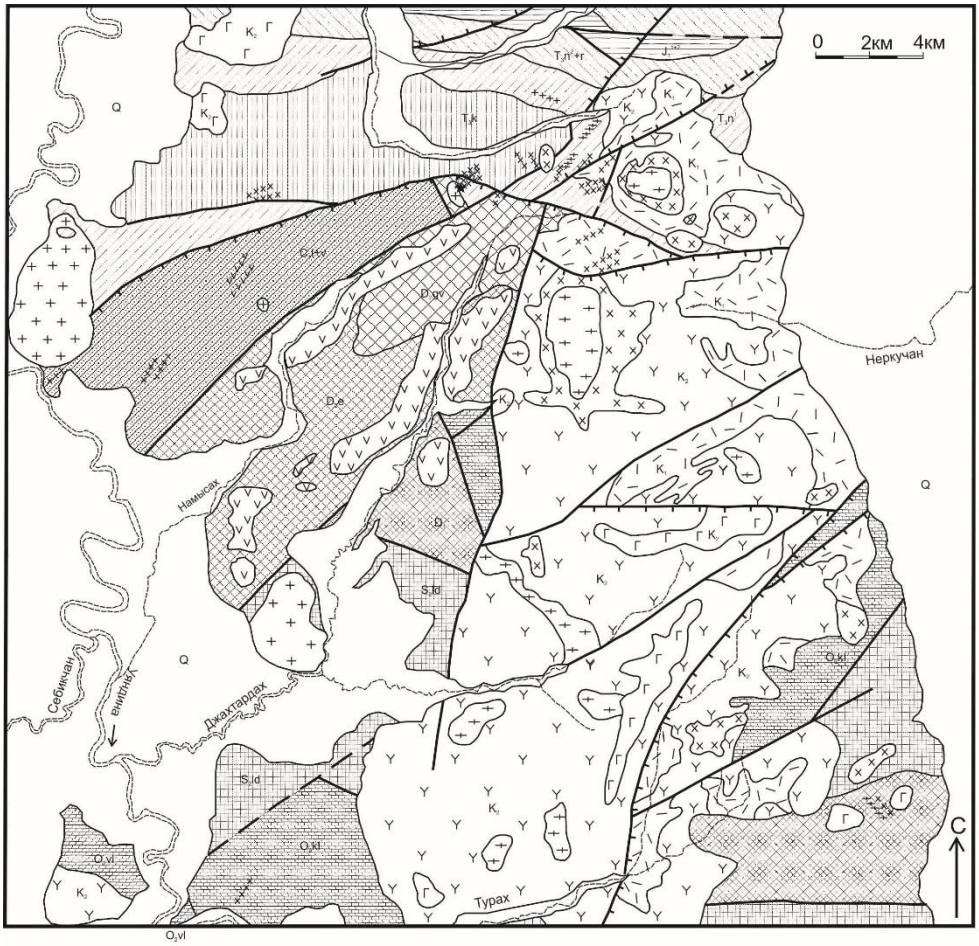


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джахтардахского вулканогенного поля (по материалам А.В. Дорофеева, 1980 г. и Ю.С. Орлова, 1988 г.)

1 – четвертичные отложения; 2 – трахибазальты и трахиандезибазальты K_2; 3 – трахиандезиты, латиты K_2; 4 – трахириолиты, дациты, их туфы, алевролиты K_1; 5 – аргиллиты и алевролиты J_1; 6 – песчаники, алевролиты и аргиллиты T_3n^2; 7 –песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов и прослоями известняков T_3n^1; 8 – аргиллиты с пластами алевролитов и песчаники T_3k; 9 –аргиллиты, алевролиты, песчаники C_1; 10 – известняки, алевролиты,известково-глинистые сланцы D_2gv; 11 - известняки с пластами песчаников и известково-глинистых сланцев D_2e; 12 – известняки с прослоями известково-глинистых сланцев D_1; 13 – мраморизованные известняки, доломиты и сланцы S_2; 14 –глинистые известняки O_2; 15 - сланцы и мергели O_2; 16–19 – дайки: 16– трахибазальты, долериты; 17 – трахиандезиты, латиты, монцонит-

порфиры; 18 – щелочные базальты; 19 – трахириолиты, риолит- и гранит-порфиры; 20–23 – массивы: 20 – сиениты и кварцевые сиениты; 21 – монцониты; 22 – граниты; 23 – габбро и габбро-диабазы; 24 – геологические границы; 25 – тектонические контакты; 26 – то же, с указанием направления падения; 27 – Джахтардахское оловорудное месторождение.

На классификационной диаграмме точки составов даек и экструзивных телрасполагаются в поле субщелочных разностей. Состав их варьирует от трахибазальтов до трахириолитов с закономерным ростом индекса дифференциации от 43% до 87%, что подтверждает приуроченность их к единой магматической формации (рис. 2). По содержанию K_2O все они принадлежат к шошонитовой серии. Наиболее основные из них по высокому содержанию щелочей и отсутствию оливина и фельдшпатоидов определяются как шошониты, а гораздо менее распространенные оливин-нормативные разности – как оливиновые трахибазальты. Основные и средние породы обогащены F (0,17–0,37%) и P_2O_5 (0,55–0,71%). В кислых породах содержание Fснижается до 0,12–0,07% в связи с существенным уменьшением количества биотита. Отсутствие фельдшпатоидов и низкая концентрация TiO_2 (0,7–1,2%) отличает данную ассоциацию от типовых рифтогенных. Обычно такие вулкано-плутонические образования характеризуют поздние стадии развития активных континентальных окраин [1]. Состав материнского расплава соответствует субщелочному базальту. Расчетные значения уровня его зарождения и температуры определены в 1200°С и в 1,5–1,8 ГПа, а температура начала кристаллизации – в 1130–1140°С. Соотношения в базальтоидах La/Yb – Yb (24–35) указывают на генерацию магматического очага в пределах метасоматически обогащенных лерцолитов [4], а $(Ce/Sm)_N$ (0,3–0,81) к Sm_N (11,6–49,1) – на фракционное 2–5% плавление протолита [6].Для кремнекислых пород давление на уровне магмогенерации оценено в 0,8–0,9 ГПа, температура расплава – в 1040–950°С.

Породы даек по редкоэлементному составусоответствуют производным латитового геохимического типа, обогащены Bi, Sb, As, Ag, W, средние содержания которых до 300 раз превышают кларки, и в меньшей мере – Sn и B (в 2–8 раз выше кларка).Повышенное содержание этих элементов лазерным анализом установлено и в сульфидах: до 0,2% Bi, As и Ag; до 0,3% Sb; до 0,14%; до 0,08% W; до 0,06% Sn. При этом в основных и средних породах отчетливо выдержана связь Sn с Ag, Zn и B (r = 0,3–0,5), а в кремнекислых олово тесно связано, с одной стороны, с сульфидами (rSn-Sb = 1, rSn-Pb = 0.6, rSn-As = 0,74), а с другой – с летучими (rSn-B = 0,82), rSn-F = 0,44). Высокая корреляция с летучими указывает, что в благоприятных условиях эти дайки могут генерировать олово-редкометалльные проявления. Поскольку сродство к силикатному расплаву хлора, главного комплексообразователя Au, резко падает с уменьшением давления и он сбрасывается из расплава первым, рудопроявления его в пределах РМУ вполне вероятны, что подтверждается наличием ореолов золота в водотоках, дренирующих дайки и экструзивные тела.

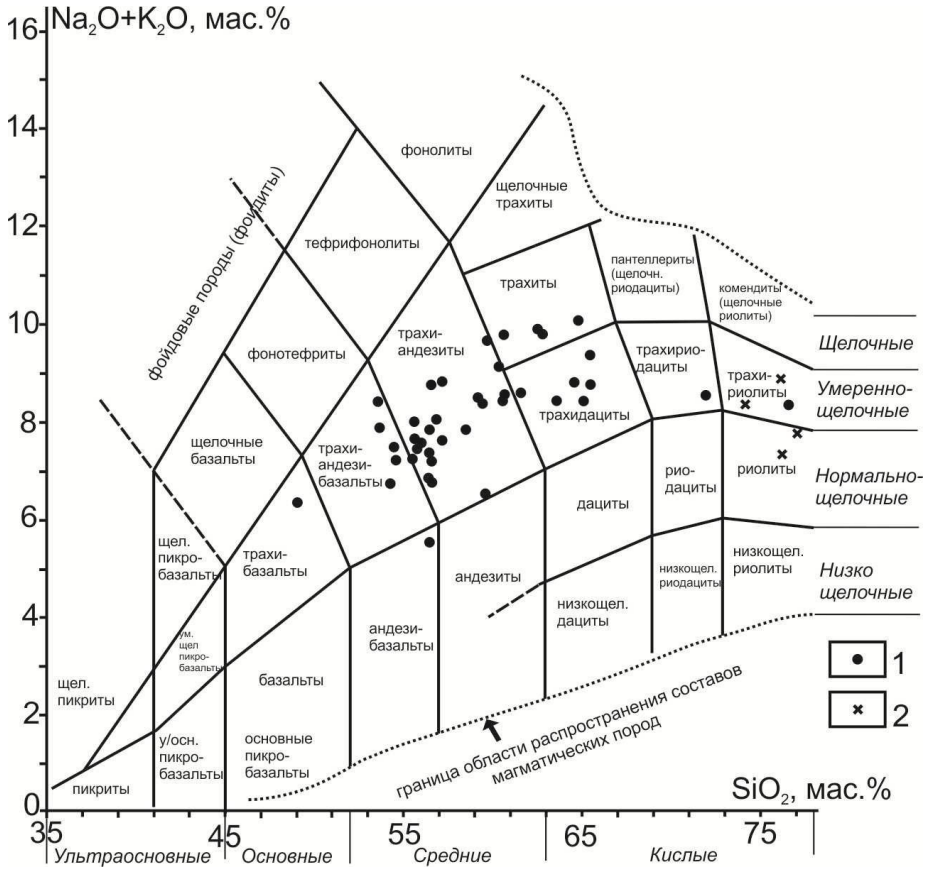


Рис. 2. Классификационная диаграмма для пород Джахтардахского РМУ.
1 – дайки 2 – граниты.

Граниты по соотношению $SiO_2 – K_2O$ относятся к высококалиевой известково-щелочной серии и по значениям $Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ = 0,78–0,84 близки таковым гранитов А-типа. Расчетная температура расплава – 890–904°С. оотношение $(La/Yb)_N$ –Yb_N (19-36 – 2,5–5,3) указывают на магмогенерацию при плавлении эклогитов [2]. Граниты обладают низкими концентрациями Sn (в среднем, 4,2 г/т), повышенными относительно кларков – W (5 г/т), Au (19 мг/т), Bi (0,7 г/т), Sb (0,4 г/т) и Ag (0,2 г/т). В то же время, низкая активность воды и летучих при кристаллизации не позволяет относить неизмененные их разности к гранитам рудоносных систем. Но при грейзенизации среднее содержание Sn увеличивается более, чем на порядок, W – в 20 раз, Ag – в 25 раз, Au – в 40 раз, Bi – в 170 раз, Sb – в 5 раз. При этом основной вклад в редкометалльность вносит не Sn, а As, Ag. Au, Sb, Bi, то есть элементы, наибольшие кларки концентрации которых присущи дайкам РМУ. Эти грейзены и представляют собой касситерит-силикатное месторождение турмалинового типа с сопутствующим золотом, что типично для

латитовых магм хр. Полоусного. Однако анализ специализации показывает, что ведущим при дальнейших поисковых работах, возможно, окажется именно золото.

Наиболее богатое оловянное оруденение тяготеет к районам сопряжения корового гранитоидного и шошонит-латитового магматизма. Как показано, основной прирост рудоносности связан с грейзенизацией, которая накладывается и на дайки, то есть существенно оторвана во времени от становления самих гранитов.

И именно дайки характеризуются максимальными концентрациями рудных элементов. Поэтому нам представляется, что не являясь непосредственными (или основными) носителями олова, производные субщелочного базальтоидного расплава, обогащенные элементами-комплексообразователями, способны как экстрагировать олово из гранитоидных пород сиалического фундамента, так и активизировать потенциальные возможности остаточных расплавов гранитной магмы и одновременно служить дополнительными источниками перечисленных выше сопутствующих рудных элементов.

Литература:

1. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., ЛазькоЕ.Е. Сравнительный анализ магматизма современных геодинамических обстановок и их палеоаналогов / Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука. 1987.с. 237–258.

2. Джан Б. М., Чжан З. К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимияредкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай / Геохимия архея. М. 1987. С. 250–284.

3. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ. 1996. 132 с.

4. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition / Marine Geology. 142 (1997). p. 57–83.

5. Maeda J. Opening of the KurilBasin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan / Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235 – 255.

6. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evalution, Presentation, Interpretation. – London.1995. 352 p.

ГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕЙ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Чалая О.Н.[1], Каширцев В.А.[2], Зуева И.Н.[1], Лифшиц С.Х.[1], Глязнецова Ю.С.[1]

[1]Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

Многими исследователями доказано, что углистое вещество способно генерировать не только газ, но и нефть. При благоприятных условиях (достаточно высокий начальный генерационный потенциал, необходимый уровень зрелости,

наличие коллекторов и покрышек) вполне возможно образование залежей нефти и газа, генерированных углистым органическим веществом (ОВ). Нефтегенерирующую способность углей связывают с содержанием в них лейптинитовой составляющей. Наряду с липоидными микрокомпонентами источником жидких углеводородов (УВ) могут быть и обогащенные водородом микрокомпоненты группы витринита. Множество нефтепроявлений в различных угольных бассейнах мира, в том числе и в российских угольных провинциях, свидетельствует о генерации углями как газообразных, так и жидких УВ с их последующей эмиграцией [3, 6-10, 12].

Это в полной мере относится и к газовым и конденсатным месторождениям верхнепалозойско-мезозойского комплекса Лено-Вилюйской НГП, где зафиксированы многочисленные нефтепроявления вплоть до интенсивных притоков.

В работе представлены результаты сравнительного изучения рассеянного органического вещества (РОВ) и нефтей из терригенных отложений верхнепермского продуктивного комплекса. Комплекс аналитических исследований включал определение в породах содержания Сорг, горячую экстракцию органических веществ из пород хлороформом - извлечение хлороформенных битумоидов (ХБ), определение группового компонентного состава, изучение химической структуры ХБ и нефтей и их фракций методом ИК-спектроскопии, определение ароматических углеводородов (УВ) методом УФ-спектроскопии, изучение насыщенных УВ методами ГЖХ и хроматомасс-спектрометрии.

Пермские отложения представлены переслаиванием аргиллитов, углистых аргиллитов, пластов каменных углей, песчаников и алевролитов, которые экранируется глинистой толщей нижнего триаса. Для верхнепермской части разреза характерен лагунно-континентальный режим осадконакопления с широким развитием озерно-болотных фаций. Высокая биопродуктивность континентальных пермских ландшафтов обусловила накопление в этих отложениях больших масс органического вещества (ОВ), для которого характерно преобладание гумусовых разностей (керогена III типа). Среднее содержание ОВ в верхнепермских отложениях составляет от 0,2 до 3,8% на севере Предверхоянского прогиба, от 3 до 5% - на Хапчагайском поднятии. Внутри комплекса и в покрышке выявлен ряд продуктивных горизонтов: P_2-I, P_2-II и P_2-Ш, содержащих газоконденсатные залежи и нефтепроявления в интервале глубин 2700-3400 м.

Нижнетриасовый продуктивный комплекс мощностью до 600 м представлен переслаиванием алевролитов и песчаников, экраном этого комплекса является глинистая толща. В составе комплекса выделяются продуктивные горизонты: T_1-I, T_1-II, T_1-Ш, T_1X, в которых наряду с газоконденсатными залежами широко развиты нефтепроявления. Глубина залегания залежей 2300-2800 м.

Геохимическое изучение показало, что состав и химическая структура ХБ РОВ верхнепермских отложений определяются особенностями, характерными для ОВ с преобладанием гумусовой составляющей [1-2].

С нарастанием катагенеза в составе пород и ОВ увеличивается содержание ХБ, в элементном составе ХБ увеличивается доля углерода, уменьшается количество гетероэлементов, а в групповом компонентном составе возрастает содержание УВ

(масел) и падает количество асфальтово-смолистых компонентов. В химической структуре ХБ уменьшается доля карбонильных, гидроксильных групп, эфирных связей, что сопровождается значительным увеличением ароматических структур с незамещенными атомами водорода [4].

В составе метаново-нафтеновых УВ возрастает доля относительно низкомолекулярных гомологов, происходит смещение максимума н-алканов в низкомолекулярную область, снижается значение коэффициента нч/ч, увеличивается доля изопреноидов. Изменения гопановых УВ в процессе катагенетического преобразования ОВ фиксируются по стереохимическим перестройкам изомеров, отличающихся S или R конфигурацией хирального центра у C_{22} гомогопанов $C_{31\text{-}35}$.. В составе гомогопанов увеличивается отношение S-изомеров к R-изомерам и отношение T_s/T_m неогопана C_{27} к регулярному гопану C_{27}. В составе стерановых УВ повышается коэффициент созревания, т.е. отношение стеранов C_{29} (14α,17β,20R+20S/5α20R).

Установленная направленность изменений в содержании ХБ в породах и составе битумоидов на градациях катагенеза $МК_1$–$МК_2$ характеризует процесс созревания ОВ, сопровождающийся генерацией широкой гаммы УВ – сингенетичных битумоидов (или микронефти), т.е. проявление ГФН, что позволяет верхнепермские отложения рассматривать как нефтегенерировавшие.

Вместе с тем с погружением пород в интервале градаций катагенеза РОВ от $МК_1$ до $МК_3$ наряду с нарастанием процессов генерации УВ, сопровождающихся увеличением выхода синбитумоидов и приближением их состава к составу макронефти, происходили процессы эмиграции УВ. На это указывает присутствие в разрезе на разных уровнях погружения пород битуминозных разностей с низким выходом ХБ на породу и ОВ, с высоким содержанием в их составе гетероатомов и низким содержанием углеводородных компонентов. По геохимическим данным для РОВ верхнепермских отложений установлено увеличение коэффициента эмиграции нефти от 0,49 на стадии $МК_1$-$МК_2$ до максимальной величины 0,79 на стадии $МК_2$-$МК_3$. Значение объёмной плотности массы эмигрировавших битумоидов увеличивалось от 23 до $108*10^4$ т/км^3, соответственно. Согласно нашим оценкам, количество эмигрировавшей нефти из пермских отложений Вилюйской синеклизы, могло составлять до 250 млрд. т. [4].

Таким образом, РОВ сапропелито-гумитового типа верхнепермских отложений Вилюйской синеклизы в процессе катагенетических преобразований достигло ГФН. Учитывая достаточно высокую объёмную плотность массы эмигрировавших битумоидов, можно предположить, что при сочетании благоприятных геологических факторов эмигрировавшие УВ могли поступать в породы-коллекторы, образуя залежи жидких углеводородных флюидов.

Многочисленные нефтепроявления вплоть до интенсивных притоков, зафиксированные на газовых и конденсатных месторождениях вернепалозойско-мезозойского комплекса Лено-Вилюйской НГП, по мнению ряда исследователей, могут быть обязаны своим происхождением РОВ континентальных фаций верхнепермских отложений.

Особенностью нефтей пермских и триасовых отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба, независимо от возраста и глубин залегания вмещающих

их отложений, является их сходство по ряду геохимических параметров, включая молекулы-биомаркеры с ОВ гумусового типа верхнепермских отложений [1-2]. Для этих нефтей как и для терригенного ОВ характерным является преобладание высокомолекулярных н-алканов в углеводородном составе, высокий коэффициент отношения пристан/фитан, наличие полициклических аренов: антраценов, фенантренов (в том числе ретена), хризенов, пиренов, перелена, отсутствие 12-и 13-метилалканов и ванадилпорфириновых комплексов. Для них характерно одинаковое распределение УВ-биомаркеров с относительно высокими концентрациями этилхолестанов C_{29}, диастеранов и перегруппированных гопанов, а также низкие концентрации трициклических хейлантанов C_{19}-C_{30}, низкое содержание или отсутствие гомогопана C_{35} и присутствие редкого биомаркера 17α(H) диагопана. Основной особенностью в распределении фенантренов является присутствие 1-метил,7-изпропилфенентрена или ретена. Эти биомаркеры являются индикаторами терригенных, часто угленосных материнских пород исходное ОВ которых формировалось в нейтральной или окислительной обстановке диагенеза [5, 11,12].

Таким образом, идентичность в составе и распределении углеводородов-биомаркеров как в нефтях, так и в РОВ отражает их генетическую связь с ОВ высшей наземной растительности. Геолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что основной нефтегазогенерирующей толщей могли послужить верхнепалеозойские угленосные отложения, содержащие большие массы ОВ, способного генерировать УВ, в том числе нефтяного ряда, с которыми связывается потенциальная нефтеносность верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений всей Лено-Вилюйской НГП.

Нефти, генерированные ОВ гумусового типа, можно ожидать в центральной и северо-восточной частях Вилюйской синеклизы и прилегающих районах Ленской ветви Предверхоянского прогиба и широтной части Алданской ветви, а также в приосевой и северо-западной частях Лено-Анабарского прогиба.

Литература:

1. Гехимия нефтей востока Сибирской платформы. // Каширцев В.А., Сафронов А.Ф., Изосимова А.Н и др. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 2009. 180с.

2. Геохимия органического вещества нефтегазоносных отложений Западной Якутии. Новосибирск: Наука. 1984. 113с.

3. Голицын М.В., Голицын А.М. Углеводородный потенциал ископаемых углей. – М.: Изд-во МГУ. 1995.С.23-28

4. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Сафронов А.Ф., Каширцев В.А. Катагенез рассеянного органического вещества и оценка нефтегенерационного потенциала верхнепермских отложений Вилюйской синеклизы. // Наука и образование. 2014. - №2, - С.110-117

5. Конторович А.Э, Каширцев В.А., Филп Р.П. Биогопаны в отложениях докембрия северо-востока Сибирской платформы // ДАН РАН. Т.345. 1995. №1. С. 106-110.

6. Fan, P., Luo, B. and Huang, R. Formation and migration of continental oil and gas in China. Scietific Sithnica. 1980. V.23. P.1286-1295.

7. Fu, J., G. and Dehan, L. Organic geochemical characteristics of major types of terrestrial petroleum sourse rocks in China. // In Lacustrine Petroleum Source Rocks, eds. A/J, Fleet, K.Kelts and M.R. Talbot, Geological Society Special Publication. Blackwell, Oxford. 1988. V.40. P.279-289.

8. Hvoslef S., Larter S.R., Leythaeuser D. Aspects of generation and migration of hydrocarbons from coal-bearing strata of the Hitra formation, Haltenbanken area, offshore Norway // Organic Geochemistry. 1998. V.13. P.525-536.

9. Kashirtsev V.A., Safronov A.F., Chalaya O.N., Zueva I.N., Lifshits. Geochemical peculiarities of crude oils from the Upper Permian-Mesozoic strata in the Vilyui basin //6th Internat. Confr. On Petrol. Geochem. And Explor. in Afro-Asian Region. 12-14 Oct. 2004// Book of Abstracts. Part1. - P87.

10. Killops S.D., Funnel R.H., Suggate R.P., Sykes R., Peters K.E., Walters C., Woolhouse A.D., Weston R.J., and Boudou J.-P. Predicting generation and expulsion of paraffinic oil from vitrinite-rich coals // Organic Geochemistry. 1998. Vol.29. №1-3. P.1-21.

11. Peters K.E., Moldovan J.M. The biomarker guide. Prentice Hall, Englewood Clffs. New Jersey. 1993. 363 p.

12. Wilkins R.W.T. and George S.C. Coal as a source rock for oil: a review // International Journal of Coal Geology. 2002.Vol.50. P.317-361.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕКОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Андреева В.В.[1], Черепанова А.М.[1,2], Торговкин Н.В.[1]
[1]Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск
[2]Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Особый интерес на территории Колымской низменности вызывают отложения ледового комплекса [3], частично или полностью слагающие разрезы останцов водораздельных поверхностей (едомы). Отложения содержат большое количество подземного льда и разнообразны по составу – от алевритов до песка и торфа. По типу промерзания относятся к синкриогенным толщам. В 1957 г. С. Ф. Бискэ опубликовал первую стратиграфическую схему четвертичных отложений Колымской низменности, в которой осадки, слагающие основную («едомную») поверхность представляют собой верхнечетвертичные аллювиальные и аллювиально-озерные отложения [3]. В работах Каплиной, посвященных стратиграфии, литологическому и криогенному строению разреза Дуванный Яр, сделан вполне обоснованный вывод о том, что основная часть толщи «ледового комплекса» представлена переслаиванием русловых и пойменных фаций (тонкопесчаного, супесчаного, алевритового состава) довольно крупной реки равнинного типа, накапливавшихся в условиях прогрессирующего увеличения суровости мерзлотного режима и эволюции ландшафтов от редкостойных лиственничных лесов до специфических тундростепей [1].

В рамках проекта «Polaris-2014» сотрудниками Института мерзлотоведения были проведены полевые работы в низовьях р. Колымы, в ходе которых было пробурено 2 скважины и выполнено описание кернового материала и дальнейшие аналитические исследования в камеральных условиях.

Скважина 14/1К расположена в дельте р. Колымы, на I надпойменной террасе правого берега (рис. 1). Относительная высота поверхности составляет 24 м над уровнем моря. Рельеф бугристо-западинный. Растительность представлена преимущественно мхом. Глубина скважины составляет 16,25 м.

Результаты определения весовой влажности, объемного веса мерзлого грунта и содержания органического вещества представлены в виде графиков на рис. 3.

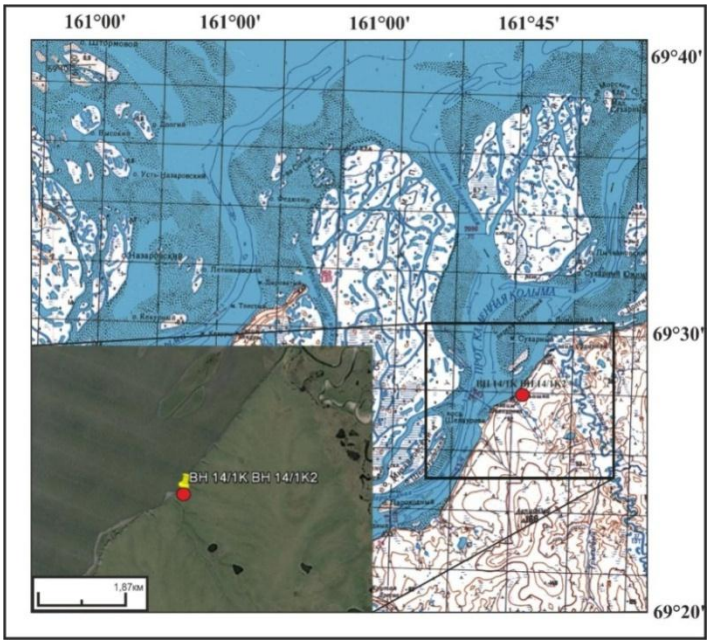


Рис. 1. Схема расположения скважины 14-1К

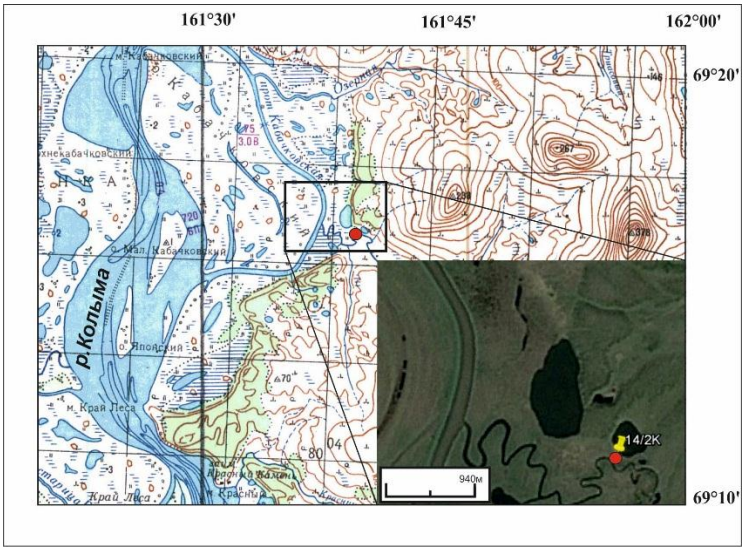


Рис. 2. Схема расположения скважины 14-2К

Средние значения весовой влажности в мерзлом слое грунтов составляет 60%

В интервалах, 3,0-5,0; 9,5; 14,0-15,0 м., в которых наблюдается толстошлировая криогенная текстура и включение жилы льда, влажность варьируется в диапазоне 110-550%.

Среднее значение содержания органического вещества *(потеря при прокаливании)* по разрезу – 5%. Наглубинах 4,0 и 13,0 м потеря при прокаливании составила от 10 до 15%.

Отложения I надпойменной террасы по результатам бурения скважины 14/1 представлены на рис. 3. Разрез сложен алевритами серого, серовато-коричневого цвета, с множеством включений растительных макростатков,ожелезнение наблюдается в верхней части разреза и единично у забоя скважины. В интервале 3,7 – 3,8 м наблюдается прослой пылеватого песка.

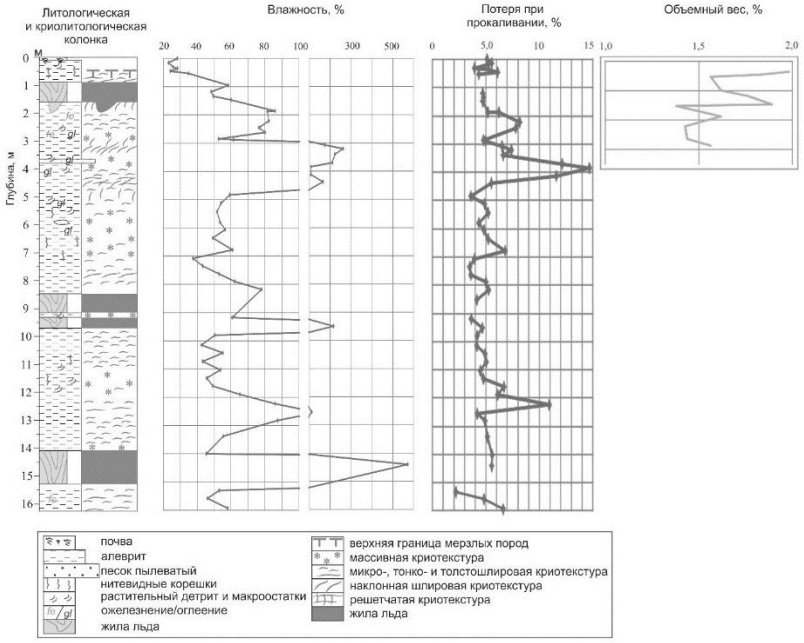


Рис. 3. Криолитологический разрез скв. 14-1 К.

Мощность сезонно-талого слоя 0,5 м. Криогенная текстура весьма разнообразна. Наиболее распространены горизонтальные тонко- и толстошлировые криотекстуры. На глубинах 1,0; 8,5; 14,0 м вскрыты жилы льда мощностью от 0,7 до 1,3 м. Содержание льда по керну визуально составляет 80 %. Лед прозрачный и матовый, слоистость горизонтальная, на просвет субвертикальная слоистость.

Скважина 14/2К расположена на пойме протоки Кабачковская (рис. 2). Относительная высота поверхности составляет 3 м над уровнем реки. Глубина скважины составляет 13,65 м.

Результаты определения весовой влажности, объемного веса мерзлого грунта и содержания органического вещества представлены в виде графиков нарис. 4.

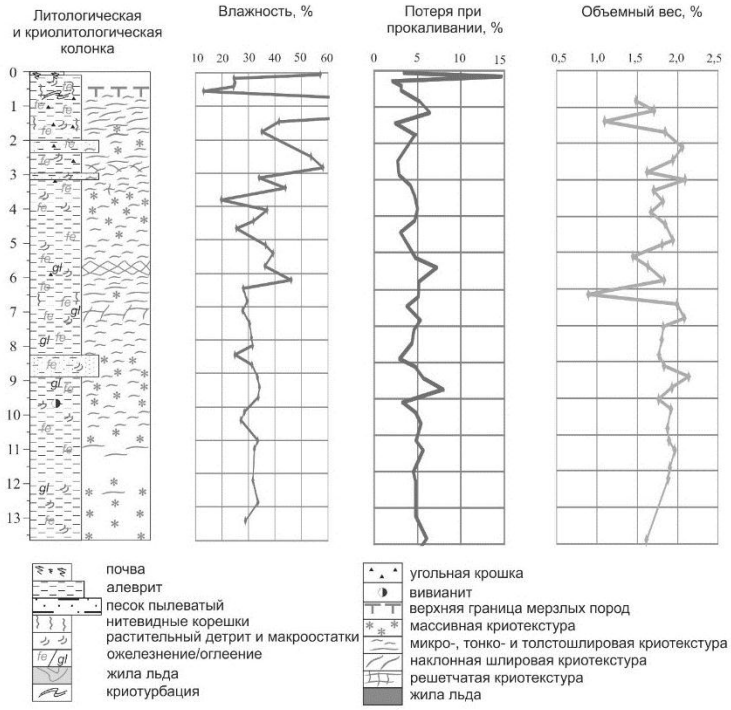


Рис. 4. Криолитологический разрез скв. 14-2 К.

Весовая влажность в толще в среднем составляет 36 %. В верхней части разреза, на глубине 1 м, влажность достигает значения 103 %

Среднее значение плотности мерзлой толщи - 1,78 г/см^3. Самоенизкое значение плотности (0,9 г/см^3) отмечается на глубине 6,5 м.

Среднее значение содержания органического вещества *(потеря при прокаливании)* по разрезу – 4%. Самое высокое значение – 15%установлено в слое сезонного оттаивания.

Отложения скважины 14/2 представлены монотонными алевритами коричневого, серого, серовато-коричневого (рис. 4). Вся толща пронизана густой сетью тончайших нитевидных корешков современной растительности и растительных макроостатков. Также отмечается сильное ожелезнение и неравномерно распределенное оглеение. На глубинах 2 м; 3 м и 8,3 м вскрыты прослои пылеватого песка. В верхней части разреза повсеместно наблюдается включение угольной крошки. В интервале 0,55-0,95 м вскрыт алеврит, претерпевший криотурбацию.

Мощность сезонно-талого слоя - 0,5 м. Криогенная текстура весьма разнообразна. Наиболее распространены горизонтальные тонко- и

толстошлировые криотекстуры. А также встречаются массивная, наклонно шлировая и решетчатая критестуры.

Отложения в разрезах скважин представлены преимущественно грубозернистыми алевритами, свидетельствующими об относительно медленных течениях воды во время осадконакопления, характеризующих пойменный режим. Также следует отметить особенности криогенной текстуры (наклонной решетчатой и линзовидно-слоистой) т.е. высокое, равномерное по глубине льдонасыщение, свидетельствующее о сингенетическом промерзании отложений снизу и с боков.

Литература:

1. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В., Абрашов Б.А., Киселев С.В., Шер А.В. Дуванный яр - опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности.// Бюллютень Комиссии по изучению четвертичного периода №48. 1978. - С.49-65.

2. Катасонов Е. М. Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. - М.: Наука, 1975. - С. 16-22.

3. Путеводитель научной экскурсии Тур XI, XIV Тихоокеанского Научного Конгресса А. В. Шер и др. М.: 1979.

К ИЗУЧЕНИЮ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Большиянов Д.Ю.[1,2], Тиде Й.[1], Савельева Л.А.[1], Федоров Г.Б.[1], Жиров А.И.[1], Правкин С.А.[1,2], Григорьев М.Н.[3], Арсланов Х.А.[1], Молодьков А.Н.[4], Рыжов Ю.В.[5], Макаров С.А.[5], Лазарева Е.И.[6], Максимов Ф.Е.[1], Шнайдер В.[7], Поморцев О.А.[8]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, [2] Арктический и антарктический НИИ, г. Санкт-Петербург, [3] Институт мерзлотоведения СО РАН им. П.И. Мельникова, г. Якутск, [4] Таллиннский технический университет, Эстония, [5] Институт Географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, [6] Всероссийский научно-исследовательский Геологический Институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, [7] Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Германия, [8] Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

По инициативе профессора СПбГУ Йорна Тиде на кафедре геоморфологии географического факультета (с 2014 г. Институт наук о Земле) в 2011 г. начался проект по проблеме истории развития долины реки Лены. В 2012 г. состоялись полевые исследования в верховьях р. Лены, обеспеченные поддержкой мегагранта под руководством Й. Тиде. Последующие экспедиции в 2013 г. (среднее течение р. Лены) и в 2014 г. (нижнее течение р. Лены) проходили без финансовой поддержки грантов или иных средств, кроме собственных средств участников, но с реальной

поддержкой Института мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Арктического и антарктического научно-исследовательского института Росгидромета, Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Германия) и Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Первые три института уже в течение 18 лет ведут исследования в дельте р. Лены в рамках российско-германского проекта – «Природная система моря Лаптевых» и глубоко заинтересованы в раскрытии истории развития одной из крупнейших речных долин Евразии.

Основными задачами исследований стали съёмка террас р. Лены, изучение и датирование отложений, их слагающих. В 2012 и в 2013 г. определение террас производилось обычными способами: визуальным, по топографическим картам, а в 2014 г. террасы нижнего течения р. Лены закартированы с помощью высокоточного прибора системы GPS. Отложения описывались в поле на обнажениях террас с отбором образцов. Выполнялся спорово-пыльцевой анализ, отложения датировались радиоуглеродным методом и методом ОСЛ (IRSL).

В верховьях р. Лены совместно с сотрудниками Института географии СО РАН (г. Иркутск) проведены исследования террасового комплекса в пределах Иркутской области. Высокие террасы реки (45 – 50 м) сложены мощными толщами аллювия преимущественно русловых фаций. Это так называемый аллювий манзурской свиты, возраст верхней части которой на основании нескольких термолюминесцентных датировок принято относить к началу позднего неоплейстоцена. По ряду диагенетических признаков, описанных в разрезе у пос. Кистенево, эти отложения, возможно, древнее. Манзурский аллювий залегает и в цоколе более низких террас (30 – 25 м), сложенных лессовидными алевритами, с горизонтами почв, криотурбаций и солифлюкционных деформаций. Их ^{14}C возраст по образцам из разреза в районе г. Жигалово составляет 23480±900 (ЛУ-7199) и 35030±1270 (ЛУ-7122). Концентрация спор и пыльцы в отложениях крайне мала, при преобладании пыльцы сосны. Отложения низких террас (15, 10, 3 м) представлены русловым и пойменным аллювием. 3-х метровая терраса в районе г. Верхоленск, формировалась от 5 до 2,5 тыс. лет назад.

В среднем течении реки в районе г. Якутск развиты накопления аллювия, которыми сложены первая и вторая террасы реки. ^{14}C возраст основания второй 17-ти метровой террасы г. Якутска (10 м ниже поверхности в подземелье Института мерзлотоведения) 10020±230 л.н. (ЛУ-7257). Возраст первой 7-8 метровой террасы на правом берегу реки в устье её притока – реки Буотамы 8190±100 л.н. (ЛУ-7258). Уступ Бестяхской террасы с высотой бровки 45 м в селе Нижний Бестях (61°57’16,3” с.ш. 129°53’48,5”в.д.) сложен аллювием, ОСЛ возраст которого в разрезе составил 27,6±2,2 тыс. л.н. (RLQG 2266-025) на высоте 7,5 м над урезом воды в реке; и 6,1±0,5 тыс. л.н. (RLQG 2267-025) на высоте 34,5 м. Датировка песков голоценом объясняется, вероятно, тем, что аллювиальные пески в голоцене перевевались и образовывали эоловые накопления – так называемые тукуланы,

характерные для песчаных террас р. Лены и её притоков. Также интересно отметить, что почти идентичный, но радиоуглеродный возраст (27,9±0,4 тыс. л.н.) был получен ранее при изучении древесины, погребенной под песчаным аллювием Бестяхской террасы на глубине 40 м [3].

Основание четвертичных отложений (бассейновые алевриты, на палеогеновых (?) углях) правого берега реки в районе пос. Эдейцы (62°27’45,4” с.ш. 129°10’04,5” в.д.) датируются возрастом 234,0±26 тыс. л.н. (RLQG 2268-025), а аллювиальные пески бровки долины (62°27’32,3” с.ш. 129°48’01” в.д) возрастом 182,0±15,0 тыс. л.н. (RLQG 2269-025).

В нижнем течении реки (от пос. Кюсюр до вершины дельты) имеет место лестница эрозионных террас, в том числе в так называемой «ленской трубе». Здесь кроме поймы, часто эрозионной, высотой до 11 м, сложенной дочетвертичными отложениями, выделяются террасы: 20 – 30, 60 – 80, 79 – 92, 150 – 160, 195 – 200 м. Они также эрозионные и покрыты лишь иногда маломощным в первые метры грубообломочным аллювием. Так, в бровке эрозионной террасы высотой 54 – 62 м на правом берегу р. Лены, выше её правого притока реки Эбетем (70°38’35,9” с.ш. 127°17’48,8” в.д.), галечники с песчаным заполнителем на высоте 52 м над урезом воды датированы методом IRSL. Получена датировка этих отложений 164±15,0 тыс. л.н. (RLQG 2393-115). Лишь в районе пос. Чекуровка на левом склоне долины, до высоты 53 м над урезом воды отмечены накопления прислонённых песков, свидетельствующие об этапе заполнения долины речными отложениями. Этот этап, судя по радиоуглеродным датировкам, содержащихся в песках органических остатков (2050±30 л.н. ЛУ-7583, 1710±60 л.н. ЛУ-7860) и IRSL – датировкам песков (от 500 до 1300 лет назад), характеризовался заполнением долины реки в нижнем течении осадками до уровня 53 м над уровнем реки в результате подтопления со стороны моря. Это подтопление и рост уровня в дельте до 10 – 15 м выше современного зафиксирован множеством данных по строению дельты [2].

Таким образом, результаты первого этапа исследований отдельных участков долины р. Лены показали, что аллювиальные накопления уступа Бестяхской террасы в среднем течении реки относятся к сартанскому времени позднего неоплейстоцена. В нижнем течении в чекуровских разрезах также выделены прислоненные к дочетвертичным породам пески фазы накопления аллювия, относящийся к позднему голоцену. В верховьях долины отложения также показывают значительный этап перестройки осадконакопления на границе каргинского и сартанского времени.

Предварительные результаты исследований подтверждают также тезис о невозможности сопоставления надпойменных террас, расположенных на отдаленных друг от друга участках долины реки Лены, используя их порядковые номера, ввиду неравномерности тектонических движений в пределах долины Лены [1]. Причем это, похоже, может быть свойственно и для относительно близко расположенных участков ленской долины. К примеру, попытка выделить

геоморфологические уровни по результатам анализа топографических карт обнаруживает выдержанность по высоте таких уровней в количестве 8 – 10 на участке от устья р. Линде до пос. Жиганск, расположенными на расстоянии около 200 км друг от друга. Однако уже в 100 км севернее Жиганска наблюдаются значительные различия в высотах террас, особенно на отметках до 60 – 80 м над урезом Лены.

Литература:

1. Агаджанян А. К., Боярская Т. Д., Глушанкова Н. И., Судакова Н. Г., Фаустов С. С., Хорев В. С., Шлюков А. И. Разрез новейших отложений Мамонтова гора. МГУ Москва, 1973.

2. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: изд-во ААНИИ, 2013 г.

3. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ НАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ СОЛНЕЧНОГО ФОТОМЕТРА

Васильев М.С.

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск

Природные явления, генерирующие атмосферный аэрозоль, наряду с антропогенным загрязнением приводят к характерной изменчивости параметров прозрачности атмосферы для каждого региона и периода времени по-разному. Аэрозоли способны ослабить солнечное излучение в результате отражения, рассеяния и поглощения. В силу недостаточной исследованности прозрачности атмосферы в местах отсутствия (малого количества или плотности расположения) актинометрических станций, регистрирующих потоки солнечной радиации и солнечных фотометров, определяющих параметры атмосферы (аэрозольная оптическая толща (АОТ), параметр Ангстрема и содержание водяного пара H_2O) эта проблема является сложной и актуальной. Например, параметры аэрозольной мутности атмосферы и ее причины помутнения могут служить косвенной характеристикой антропогенного загрязнения и отражать экологическое состояние «воздушного бассейна».

В настоящей работе проведен анализ данных атмосферных параметров над центральной частью Якутии с целью классификации ее прозрачности и выявления причины замутнения.

В работе использованы данные солнечного фотометра CIMELCE-318: АОТ (уровень «2», на длине волны λ=500 нм) и параметр Ангстрема (λ=500-870 нм) за

период 2004-2014 гг. Прибор расположен на полигоне ИКФИА СО РАН в 50 км к югу от Якутска (61.662º с.ш., 129.367º в.д.) и входит в международную сеть AERONET (Aerosol Robotic Network, http://aeronet.gsfc.nasa.gov) [1].

Информация об очагах горения лесного массива на территории Якутии получена на основе данных спектрорадиометра MODIS (The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Прибор установлен на полярно-орбитальном спутнике Terra и Aqua - данные системы FIRMS (Fire Information for Resource Management System, https://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/firms) [2].

Временной и пространственный анализ траектории распределения воздушных масс осуществлен благодаря интернет-сервису для проведения расчетов с помощью модели HYSPLIT (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php).

Параметр нисходящего потока солнечной радиации (НПСР) использован по данным климатической модели (ре-анализ) NCEP/NCAR [3], которая использует модель T62L28 с 6-часовым шагом по времени, горизонтальном ~210 км (на экваторе) и вертикальным 28 слоев разрешением. Данные НПСР (Down ward solar radiation flux) на уровне поверхности Земли (99% энергии заключено в интервале длин волн 0,1-4 мкм) ре-анализа NCEP/NCAR представляют собой коротковолновую тепловую радиацию (ультрафиолетовую – 0,1-0,39 мкм, видимый свет – 0,4-0,76 мкм и инфракрасную – 0,76-4 мкм).

Известно, что исследуемый регион является одним из пожароопасных в Северной Азии [4]. В работе [5] проведен анализ температурного эффекта дымового аэрозоля в летний сезон над центральной частью Якутии. Показано, что смог (дым) от очагов горения лесного массива способен привести к аэрозольной мутности атмосферы и тем самым существенно оказать влияние на радиационный режим и температуру воздуха приземного слоя. В связи с этим, необходимо ввести, по аналогии [6], три класса прозрачности атмосферы, так как многие параметры статистического анализа выборки данных не являются «нормальными» (например, величина средних значений может существенно зависеть от «экстремальных» значений в выборке) и выявить причины ее замутнения: *I класс* – чистая атмосфера («синее небо»), при котором АОТ принимает значение меньше 1-го квартиля выборки измерений; *II класс* – типичная атмосфера («голубое небо»), при котором АОТ принимает значение между 1-м и 3-м квартилями указанной выборки, что соответствует 50% всех возможных состояний прозрачности атмосферы; *III класс* – замутненная «грязная» атмосфера, при котором АОТ превышает значение 3-го квартиля.

К третьему классу прозрачности атмосферы, относятся значения АОТ, причина мутности которой, так же как и в остальные периоды исследования, вызвана смогом. Смог (дымы, размеры которых не превышают 0,003 мкм) образуется при горении лесного массива на территории Якутии (например, рис. 1 а, б, в). Для сравнения на рис. 1, г) представлен снимок спектрорадиометра MODIS/Aqua с пространственным разрешением 250 м от 1 июля 2008 г. 14:05LT на котором

видны, при отсутствии аэрозольной мутности атмосферы, очертания земной поверхности и гидрографии.

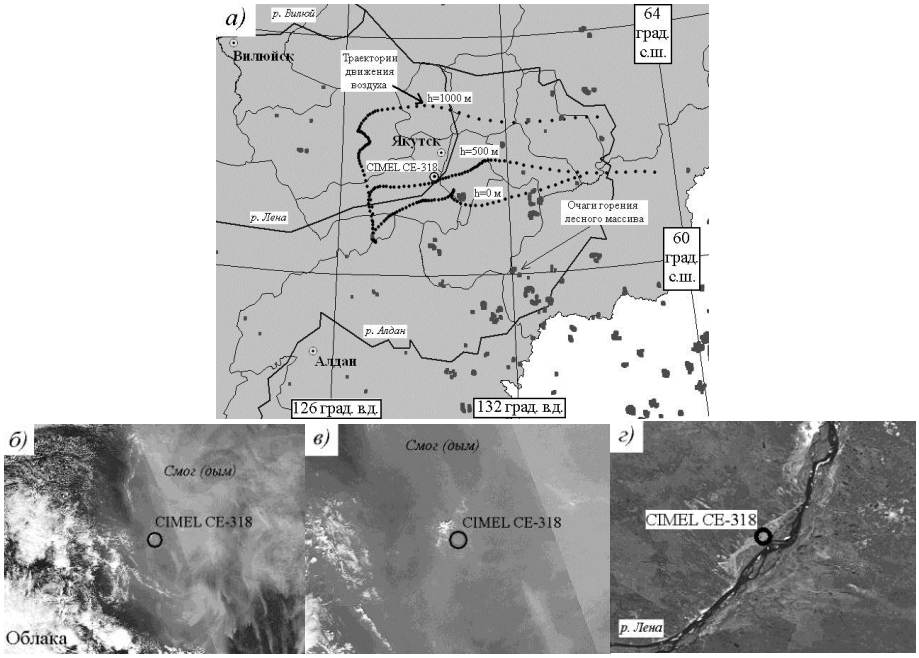


Рис. 1 (а, б, в, г). *а)* очаги горения лесного массива по данным спектрорадиометра MODIS/Terra, Aqua (уровень достоверности – 80-100%) на территории Якутии за период 18-20 июля 2008 г. и траектории распределения воздушных масс смога (дымы очага горения от 19 июля) на высотах h=0, 500 и 1000 м (точки черного цвета с трех часовым интервалом времени) по данным модели HYSPLIT. *б)* и *в)* – снимки спектрорадиометра MODIS/Aqua от 20 июля 13:00LTс пространственным разрешением 2000 м и 250 м соответственно. *г)* – снимок спектрорадиометра MODIS/Aqua с пространственным разрешением 250 м от 1 июля 14:05LT.

Статистический анализ данных показал, что в разные годы значения выборки данных третьего класса прозрачности атмосферы имеют определенную варианту (мода – M_0) с наибольшей частотой проявления. Значения АОТ в пределах данной варианты могут служить «фоном» замутненной атмосферы третьего класса, так как практически с равной вероятностью наблюдаются дни с положительными (наличие) и отрицательными (отсутствие) эффектами аэрозольного мутности на радиационный режим. В связи с этим, необходимо выделять дни с «экстремальными» значениями АОТ относящиеся к третьему классу прозрачности атмосферы свыше варианты с наибольшей частотой проявления.

Из рис. 2 видно, что фильтр уникальных значений АОТ относящихся к третьему классу прозрачности атмосферы свыше M_0 позволил выявить за весь

период исследования максимум, приходящийся на фазу минимума солнечной активности.

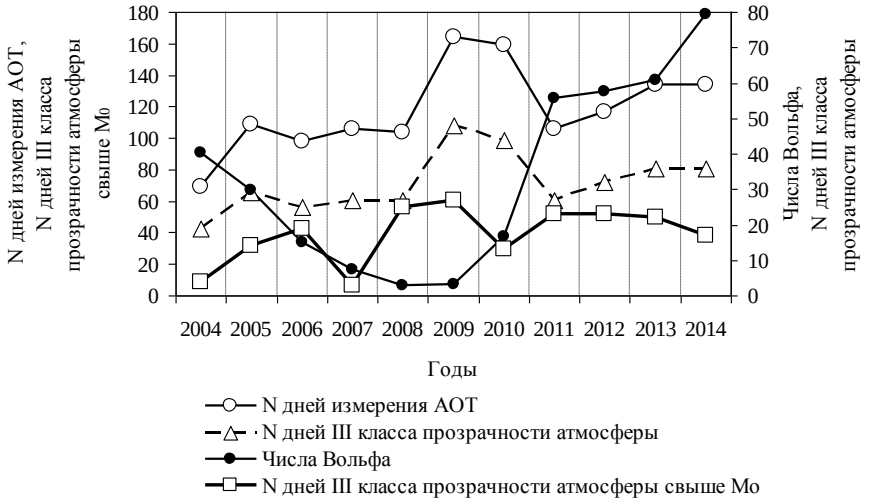


Рис. 2. График числа дней измерения АОТ, дней III класса прозрачности атмосферы и дней значений АОТ свыше M_0, а также чисел Вольфа за период 2004-2014 гг.

Таким образом, в работе проведена классификация прозрачности атмосферы над центральной частью Якутии по данным солнечного фотометра CIMELCE-318. Мутность атмосферы при значениях АОТ относящихся к третьему классу прозрачности атмосферы («грязная» атмосфера), в то же время при «экстремальных» значениях свыше варианты с наибольшей частотой проявления, является причиной горения лесного массива, сопровождающегося смогом (дым). В целом за весь период исследования (2004-2014 гг.) ежегодно дни с третьим классом прозрачности атмосферы составляли в среднем от 25-30%.

Подобная классификация прозрачности атмосферы, например, может позволить исследователям в дальнейшем осуществить оценку радиационного режима и экологического состояния данного региона.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-05320а и научно-образовательного фонда молодых ученых РС (Я) «НОФМУ» № 201502010181.

Литература:

1. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – A federation instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 1. N 66. P. 1-16.

2. Davies D.K., Ilavajhala S., Wong M.M., Justice C.O. Fire Information for Resource Management System: Archiving and Distributing MODIS Active Fire Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2009. V. 47. Issue 1. P. 72-79.

3. Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., et. al. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. N 2. P. 247-267.

4. Васильев М.С., Каримов Р.Р. Исследование возможных причин возникновения лесных пожаров в Якутии по данным дистанционных наблюдений // В мире научных открытий. Красноярск: Научно-инновационный центр. 2014. № 4(52). С. 161-171.

5. Васильев М.С., Николашкин С.В. Температурный эффект дымового аэрозоля в летний сезон над центральной частью Якутии за период 2004-2014 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 12. С. 1106-1111.

6. Ужегов В.Н., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Сакерин С.М. Высота однородной аэрозольной атмосферы в диапазоне длин волн 0,45-4 мкм при разных типах замутнения / Аэрозоли Сибири: XVII Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: ИОА СО РАН. 2010. С. 107.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БАССЕЙНА РЕКИ ТААТТА

Васильева О.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Территория бассейна р. Таатта расположена на юго-восточной окраине Средне-Сибирского плоскогорья в восточной части Центрально-Якутской низменности. В бассейне реки расположено порядка 2300 озер, основными притоками реки Таатта являются Северная Наммара (56 км), Куталах (80 км) и Хонду (58 км). Следует отметить, река и ее бассейн приходятся на густонаселенную сельскохозяйственную территорию Лено-Амгинского междуречья.

Основной проблемой Таттинского района является крайне низкий уровень водоснабжения. До сих пор основным источником питьевой воды является заготовка в зимний период льда, часто, в теплые периоды года, используются воды р. Татты и расположенных вблизи населенных пунктов озер, которые редко обеспечены водоохранными зонами и отвечают нормам СанПИН «Вода питьевая». Применение подземных вод в Таттинском улусе практически отсутствует, тогда как эти воды в данном районе обладают стабильным химическим составом и мало подвержены загрязнению.Соответственно до сих пор не угасает интерес к возможности использования подземных вод для водоснабжения Таттинского района.

В гидрогеологическом отношении район поисковых работ приурочен к гидрогеологической структуре II порядка – Якутскому артезианскому бассейну, который, в свою очередь, входит в состав Сибирского сложного артезианского бассейна I порядка [3].

В пределах территории исследований выделяются подмерзлотный водоносный комплекс и таликовые водоносные комплексы в основном подозерного генезиса.

Таликовый водоносный комплекс.На территории развиты несквозные подозерные и подрусловые талики гидрогенного типа. Существование их связано с отепляющим воздействием воды озера и реки. Питание подозерных таликов под эрозионными озерами осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков с водосборых площадей, формирующих надмерзлотный сток в теплый период года, а под термокарстовыми озерами – таяние подземного льда. Подрусловой талик под р. Таатта является несквозным, не считая больших пойменных озер, под которыми имеются сквозные талики. Таким образом, гидравлическая связь реки с подмерзлотными водоносными комплексами выполняется только при помощи таких таликов.

Таликовый водоносный комплекс на данной территории был выделен впервые В.Д. Щегловым в 1973 г. при картировании мерзлотно-гидрогеологических условий. Водовмещающие породы комплекса представлены разнозернистыми песками и галечниками нижнеплейстоцен-неогенового возраста. Так же таликовая зона была вскрыта скважинами, пробуренными в с. Дэбдиргэ и в с. Арылах в 1963 г и 1971,1993 гг. сотрудниками Центральной геолого-съемочной экспедиции Н.М.Криворотовым, Е.М.Дмитриевым и В.М. Макагоновым. Мощность таликовой зоны составляет, по данным ранее проведенных работ, составляет 11,7 (Дебдирге) – 168 м (Уолба). Воды комплекса вскрыты на глубине 39,8 – 72 м, уровень установился на глубине 1,4 (Дэбдиргэ) – 15 м (Отто-Кюель). Воды напорные с величиной напора – 38,4 – 57 м, по типу фильтрации – поровые, порово-пластовые. При проведении опытных откачек дебиты скважин колебались от 0,04 л/с до 4,7 л/с, понижение – от 1,3 м до 33 м. Удельный дебит от 0,06 до 0,8 л/с.

По химическому составу воды таликового комплекса хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые с минерализацией до 2,6 г/л. Не соответствуют нормам СанПиН 2.1.4.1074-01 по содержанию марганца, брома и значению жесткости (Арылах). Так же были вскрыты пресные воды с минерализацией 0,2-0,6 г/л в водоносных породах неогенового возраста в подозерных таликах Уолба и Отто-Кюель в долине р. Татта. Хотя эти воды и обладают хорошими качествами, к сожаленью, имеют незначительные ресурсы.

Подмерзлотный водоносный комплекс. Водоносные комплексы, выделяемы по литолого-стратиграфическому принципу и залегающие под многолетнемерзлыми породами, являются подмерзлотными. Питание существующих подмерзлотных вод обеспечивается через сквозные таликовые зоны в условиях отсутствия выдержанных региональных водоупоров, а также гидравлической связью с нижележащими водоносными комплексами, имеющими области питания за пределами мерзлой зоны. На условия водообмена и водообильность подмерзлотных водоносных комплексов влияет литологический состав пород, степень их трещиноватости и тектонической нарушенности.

Подмерзлотный водоносный комплекс верхнеюрских терригенных пород на данном районе имеет повсеместное распространение в юго-западной и центральной частях изучаемой территории, выклинивается на юге и является первым от поверхности региональным комплексом. Был вскрыт скважинами, пробуренными в с. Ытык-Кюель, Черкех, Кыйы и Арылах, сотрудниками Центральной геолого-съемочной экспедицией В.М. Макагоновым, В.Л. Земляным. Залегает на глубинах 396 - 535 м. Водовмещающие породы представлены серыми кварц-полевошпатовыми разнозернистыми песчаниками, тонкослоистыми алевролитами и конгломератами. Мощность обводненных пород изменяется от 25 до 120 м. По условиям фильтрации подземные воды относятся к трещинно-пластовым. Воды высоконапорные, величина напора изменяется от 251,3 до 338 м, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 150,7 – 225 м. Абсолютные отметки пьезометрических уровней подземных вод понижаются в северном направлении от-1,7 (с. Ытык-Кюель) до -24,4 (с. Баяга).

Дебиты скважин в с. Ытык-Кюель в процессе откачек составили от 1,6 до 7,6 л/с при понижениях от1,3 до 60,0 м, удельные дебиты – 0,03 – 1,2 л/с·м. Значение коэффициента фильтрации – 0,86 м/сут.

Производительность скважин в других населенных пунктах составила от 0,5 до 1,3 л/с, при понижениях 5,5 – 63,8 м удельные дебиты составили 0,007 – 0,02 л/с·м. Коэффициент водопроводимости составил 5 $м^2$/сут.

По химическому составу преобладающий тип вод гидрокарбонатно-хлоридный натриевые, результатам опробования подземные воды комплекса нейтральные, реже – слабо- или умеренно-щелочные (pH = 7,7 – 9,0) с минерализацией (0,7 – 3,6 г/$дм^3$) – от пресных до соленых. Величины общей жёсткости колеблются в пределах 0,93 – 9,7 мг-экв/$дм^3$. Отмечено превышение нормы ПДК содержания фтора, брома, лития и железа.

Оценить условия восполнения запасов подземных вод верхнеюрского комплекса довольно сложно. В целом области их питания находятся на востоке и юго-востоке рассматриваемой территории. Формирование динамических характеристик подземных вод верхнеюрского комплекса в бассейне р.Татты и на прилегающей к нему территории непосредственно связано со сквозным подрусловым таликом р.Алдан за счет инфильтрации речных вод [6].

Известно, что подземные воды обладают стабильным химическим составом и мало подвержены загрязнению.

Из выше изложенного можно вывести вывод, что для хозяйственно-питьевой цели вполне пригодны воды подмерзлотного водоносного комплекса верхнеюрских терригенных пород с предварительной очисткой, так как в них превышены нормы ПДК по содержанию фтора, брома, лития и железа. Очистка может быть осуществлена методом обратного осмоса.

Рекомендуется оценить объем запасов подмерзлотных вод до категории «В» для того, чтобы использовать в хозяйственно-питьевых целях.

Литература:

1. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. Москва: Недра, 1970.

2. Дмитриев Е.М., Толстихин О.Н. Использование подземных вод Якутской АССР для водоснабжения. (Перспектива, разведка, эксплуатация.) Якутск: Изд-во ЯЦГСЭ, 1971.

3. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири. М-б 1:2 500 000 / Под ред. П.И. Мельноикова. Москва: ГУГК, 1984.

4. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Епелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. Новосибирск: Наука, 1984.

5. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / Отв. ред. Н.П. Анисимова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ И ВОЗРАСТЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Галанин А.А.[1,2]

[1]*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск*

[2]*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск,*

Тонкодисперсные позднечетвертичные отложения – пески, супеси и суглинки различной степени льдистости – наиболее широко распространены в пределах Центральной Якутии и залегают в виде чехла переменной мощности во впадинах на водоразделах, слагают речные террасы различного уровня. На протяжении длительного времени насыщенные органикой тонкослоистые пылеватые суглинки с полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), именуемые эдомой, «ледовым комплексом» рассматривались как аквальные и субаквальные фации, связанные с наводнениями, подпрудными водоемами, заболачиванием [1]. Альтернативные концепции приписывали им криогенно-эоловое (экстра аридное) происхождение [2].

Хорошо отсортированные песчаные и супесчаные отложения в долинах рек рассматривались как исключительно водные (аллювиально-озерные) фации [1, 3, 4], а на водоразделах пескам исупесям приписывалось элювиальное иделювиально-солифлюкционное происхождение [1, 3]. Отдельные окатанные гальки (ветрогранники) и прослои гравия в тонкодисперсных отложениях рассматривались в качестве доказательства озерного или аллювиального происхождения.

Некоторыми исследователями для объяснения генезиса терригенного материала «ледового комплекса», а также совершенно обезвоженных песков в верхних частях разрезов речных террас привлекалась разные варианты аквальных

и субаквальных концепций – «перигляциального аллювия», «экстранивальная» и др.

Возможность существенного расширения роли эоловых процессов во время четвертичных криохронов не только не рассматривалась, но и не допускалась в принципе. Интерпретация всех официально опорных разрезов происходила под «руководством» флювиальных и супераквальных парадигм, отдававших предпочтение озерно-аллювиальному седиментогенезу, систематическим затоплениям обширных участков Центральной Якутии во время криохронов. В рамках крайне неординарных вариантов выдвигались теории подъема уровня Древней Лены до отметок 250 м н.у.м.

Ретроспективный анализ государственных карт четвертичных отложений Центральной Якутии, изданных и переизданных в разное время, а также их объяснительных записок и стратиграфических схем показывает, что официальная парадигма на протяжении полувека постепенно менялась. Так, на карте Четвертичных отложений СССР 1959 г. [3], в пределах междуречья Лены и нижнего течения Алдана, а также в бассейнах нижнего течения Вилюя и распространены исключительно аллювиальные отложения. Пологие водоразделы заняты солифлюкционными, делювиально-солифлюкционными, элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями [3]. Геометрия границ генетических типов на данной карте, указывает, что при ее создании исключительная роль отдавалась гипсометрии и морфометрии рельефа, а также аэрофотоснимкам. Становится очевидным, что авторы руководствовались аллювиальной концепцией в довольно утрированном виде, поскольку все отложения в долинах и низменностях интерпретированы как аллювий, на водоразделах – как фации элювия и склоновых процессов.

На карте четвертичных отложений СССР 1982 г. [4] отчетливо наблюдается переход от аквальной к супераквальной «теории». Контуры, где на предыдущей карте [3] были распространены аллювиальные отложения, существенно расширились, а их генезис стал озерно-аллювиальным и озерным. На пологих водораздельных пространствах фациальный состав не изменился и остался «комплексным» элювиально-делювиально-солифлюкционным (?). Ареалы этих отложений не вполне понятного, на наш взгляд, генезиса существенно не изменились и хорошо вписываются в грубую гипсометрическую схему территории.

На карте четвертичных отложений 2014 г. [5] наблюдаются кардинальные изменения. Доминировавшие на предыдущих картах ареалы аллювиальных и озерно-аллювиальных фаций практически полностью исчезают.На их месте обширные пространства междуречий заняты лессово-ледовым комплексом. Кроме того, на новой карте впервые появляется новый генетический тип – дюнные эоловые отложения – тукуланы. Кроме того, эоловый генезис присвоен верхней

пачке супесчаных образований высоких террас правобережья р. Лены (бестяхской и табагинской).

Однако, дюнные отложения (тукуланы) уже давно хорошо известны в Центральной Якутии.На протяжении более полувека им посвящено много публикаций, обзор которых детально выполнен в [6]. Уже к 1960-1970 гг. установлено широкое распространение дюнных комплексов, моделирующих поверхности разновысотных террас (бестяхской, тюнгулинской и др.) и пологих водоразделов Лено-Вилюйского междуречья и Приленской равнины. Закрепленные и, особенно, незакрепленные дюнные комплексы отчетливо выделяются на аэрокосмических снимках любых масштабов [7].

Выраженные в современном рельефе дюнные массивы позднечетвертичного возраста [8, 9] занимают более 20% площади в некоторых районах бассейна нижнего течения рек – Вилюя, Линдэ, Тюнг, Синей.Путешествующим в район природного резервата «Ленские столбы» хорошо известна дюна на правобережье р. Лены в 6 км выше устья р. Ботумы. Мощность незакрепленный перевеиваемых песков здесь достигает 100 м.

Площадь самого крупного незакрепленного дюнного массива (Махатта) превышает 400 км^2 и вполне картографируема даже в мелких масштабах. Массив расположен в 10 км от пос. Кысыл-Сыр и простирается на 25 км от левобережья р. Вилюй. Гипсометрическая поверхность этого тукулана полого повышается от р. Вилюй в сторону водораздела от 90 до 160 мн.у.м. Поэтому, представления о связи тукуланов с определенными речными террасами не вполне обоснованы. Установлено, что дюнные комплексы распространены во всем гипсометрическом интервале рельефа Центральной Якутии, причем максимальная их площадь сосредоточена на высотах 120 – 150 м н.у.м [6].

Отсутствие эоловых отложений в пределах рассматриваемой территории в легендах государственных карт 1959 и 1982 г. [3, 4] и внезапное появление этой формации на современной Карте четвертичных отложений [5] связано, отнюдь, не с накоплением качественно новых фактических данных, а со сменой палеогеографической концепции.

Замена флювиальных концепций на криоаридные проявляется не только в официальном признании наличия дюнных отложений в Центральной Якутии, но и неявной подмене флювиального (аллювиально-озерного) генезиса едомного (ледового) комплекса на эоловый (лессово-ледовый). Согласно легенды карты [5], ледово-лессовые отложения входят в состав лессовой формации, ближайшие аналоги которых, но без ПЖЛ, широко представлены в Южной Сибири и Центральной Азии.По видимому сформулированная в 1972 С.В. Томирдиаро [2] конденсатно-ветровая теория происхождения едомных (лессово-ледовых) отложений с сингенетическими ПЖЛ была слишком революционной, чтобы быть принятой научным сообществом того времени. Лишь спустя более 40 лет она нашла свое отражение на карте четвертичных отложений [4].

В рамках переосмысления позднечетвертичной палеогеографии региона большой интерес представляют результаты комплексных исследований и абсолютные датировки отложений бестяхской (70 м) и табагинской (120 м) террас в приустьевой части р. Диринг-Юрях, полученные М.Р.Вотерсом с коллегамив 1999 г. [7]. Аллювиальные отложения здесь представлены базальным галечником, перекрытым аллювиальными песками и супесями, мощность которых варьирует в зависимости от глубины залегания цоколя. Кровля аллювия повышается от 107 на бестяхской террасе до 116 м натабагинской и представляет собой древнюю поверхность интенсивной дефляции возрастом не менее 250 тыс. лет[7].

Мощность (глубина) дефляционного среза аллювиальных отложений не установлена. Дефляционная поверхность разбита короткими и широкими вертикальными эпигенетическими жилами, заполненными песком и образующими полигональную решетку с размерами ячеек 6-8 м. Толщина жил варьирует от 0,5 до 5 м, а глубина проникновения в аллювиальные пески – 4 м. Жилы имеют четко выраженную вертикальную слоистость, образованную чередованием слойков крупного песка, супеси и мелкого 1-3 мм гравия. Абсолютный возраст жил составляет около 360 тыс. лет. По расчетным данным Н.Н. Романовского [цит. по 7] формирование этих жил происходило в холодных ксеротермических условиях при среднегодовых температурах ...-12...-14 °С, что существенно ниже современных (-7...-8 °С). На дефляционной поверхности расположен горизонт ветрогранников – мощностью менее 1 м, встречаются фрагменты палеопочв. В пределах бестяхской террасы выше дефляционной поверхности залегают дюнные пески и супесисартанскогокриохрона мощностью 6 – 10 м.

В пределах табагинской террасы на той же дефляционной поверхности лежит пачка эоловых отложений мощностью 8 – 10 м, представленная переслаиванием супесей, лессовидных суглинков и тонких дефляционных горизонтов с мелким гравием и ветрогранниками, фрагментами палеопочв, признаками криотурбации. На основании ОСЛ-датировок (280 – 240 тыс.л.н.) формирование отложений отнесено к среднему плейстоцену. Кровля среднеплейстоценовой эоловой пачки венчается горизонтом палеопочвы с линзами ветрогранников, свидетельствующих об очередном дефляционном срезе с последующей стабилизацией эоловых процессов, закреплении почвенно-растительным покровом.

Венчает разрезы обеих террас плащеобразно залегающие дюнные пески и супеси, отнесенные на основе абсолютных датировок (17 – 13 тыс. л) ко второй половине сартанского криохрона. Мощность отложений варьирует от 10 – 15 до 2 – 4 м [7].

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени фактические данные свидетельствуют о руководящей роли эоловых и криогенно эоловых процессов морфолитогенеза в Центральной Якутии на протяжении криохронов среднего и позднего неоплейстоцена. Официальная палеогеографическая концепция за

последние десятилетия претерпела кардинальные изменения, отразившиеся на Карте четвертичных отложений Российской федерации 2014 г.

Исследования выполнялись при поддержке РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129.

Литература:

1. Геокриология СССР. Средняя Сибирь. Под ред. Э. Д. Ершова. М., 1989. 414 с.

2. Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. На примере Магаданской области и Якутской АССР. Магадан, 1972. 174 с.

3. Карта четвертичных отложений СССР/ Ред. Г.С.Ганешин. Министерство геологии СССР, ФГУП «ВСЕГЕИ», 1959 г.

4. Карта четвертичных отложений СССР// Географический атлас для учителей средней школы Ответственный редактор атласа Л. Н. Колосова. Четвёртое издание – Москва: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1982. Масштаб 1 : 16000000.

5. Карта четвертичных образований территории Российской федерации. Масштаб 1:2 500 000. Москва: ВСЕГИИ, 2014. http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500

6. Куть А.А. Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук.- Якутск, 2015. 22 с.

7. Галанин А.А. Дьячковский А.П., Лыткин В.М., и др. Радиоуглеродная реконструкция истории формирования дюнных отложений (тукуланов) бассейна нижнего течения р. Вилюй // Фундаментальные проблемы квартера, итоги и основные направления дальнейших исследований. Матер. IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2015. – С.109-111.

8. Галанин А.А., Дьячковский А.П., Лыткин В.М., и др.Результаты определения абсолютного возраста образцов в радиоуглеродной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 45-49.

9. Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late quarternary geology and geochronology of Diring an early paleolitic site in Central Siberia // Quarternary Research, 1999. № 51. P. 195-211.

ЛАНДШАФТНАЯ ИНДИКАЦИЯ МЕСТ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОПЭГОВ НА ТЕРРИТОРИИ ДОЛИНЫ ТУЙМААДА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Данзанова М.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Важным фактором, влияющим на динамику слоя сезонного протаивания грунтов и, соответственно, режим надмерзлотных вод, является перераспределение или полное удаление естественных покровов при освоении территории. Растительный покров, как правило, оказывает охлаждающее влияние на грунты, его удаление или нарушение сплошности приводит к увеличению глубины

сезонного протаивания грунтов и изменению их влажностного режима [2, 3, 4]. К примеру, по данным П.Н. Скрябина и С.П. Варламова [7] в Центральной Якутии постепенная рубка лиственничного леса в песчано-грядовом типе местности на березово-кустарниковой стадии привела к повышению температуры на подошве слоя сезонного протаивания на 0,5-1,0 ºС. А.Н. Федоров и др. [8], проводившие исследования изменения ландшафтных условий после сплошной вырубки лиственничника вблизи г. Якутска, установили, что нарушение растительного покрова вызывает увеличение глубины сезонного протаивания на 31 – 46 см, рост влажности деятельного слоя более чем на 50% и просадку поверхности до 4,8 см. В свою очередь, трансформация термовлажностного режима грунтов определяет смену растительных сообществ [5].

На территории г. Якутска перераспределение растительного покрова происходит очень интенсивно и проявляется в активизации процесса деградации древостоя и появлении болотистой растительности. Проследить изменение растительного покрова и гидрогеологической обстановки при освоении площадей предлагается на примере микрорайона «Мерзлотка» (рис.1). Рельеф рассматриваемой территории волнисто-равнинный, абсолютные отметки поверхности изменяются в пределах 97 – 99 м. Максимальная глубина слоя сезонного протаивания достигает 2,6–3,0. По данным инженерных изысканий, грунты до глубины 18 – 20 м сложены верхнечетвертичными отложениями и представлены до глубины 1,5 до 3,2 м преимущественно пойменной фацией: мелкозернистыми песками, супесями, перекрытыми сверху суглинками [1]. Ниже залегают мелко- и среднезернистые пески, подстилаемые на глубине 20 – 25 м среднеюрскими песчаниками.

До начала 70-х годов прошлого столетия из естественных водоемов здесь присутствовало лишь одно озеро Круглое, искусственных водоемов не наблюдалось. Дренирование территории до ее освоения происходило в мелкие мезопонижения и ложбины стока, по которым были развиты березняки. Как известно, береза предпочитает хорошо дренируемые влажные участки, поэтому с уверенностью можно заключить, что до этого времени на территории существовали хорошие условия для водообмена. Последующее активное освоение территории, подсыпка улиц и их асфальтировка привели к скоплению поверхностных и надмерзлотных вод на более низких участках. Техногенное обводнение сопутствовало засолению грунтов. Все перечисленное вызвало гибель березового леса. Учитывая, что в долине Туймаада в межгрядовых понижениях в местах естественного произрастания березняков температура грунтов на порядок выше, чем на участках с сосново-лиственничником (табл.1), деградация древостоя будет способствовать как минимум сохранению высоких температур и повышенной влажности пород сезонноталого слоя.

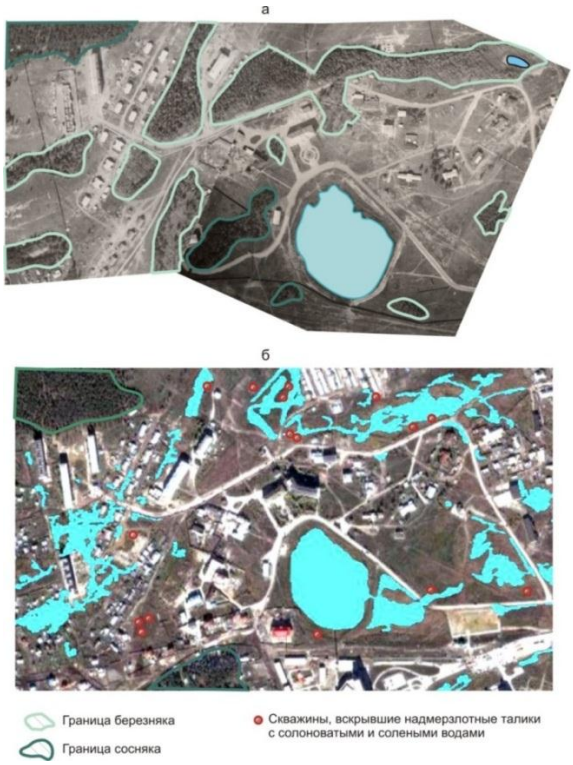


Рис. 1. Влияние застройки территории на состояние ее обводненности на примере микрорайона «Мерзлотка»: (а) – 1973 г. (фото предоставлено В.В. Куницким); (б) – 2008 г. (ресурсы GoogleEarth).

Таблица 1

Параметры теплового режима грунтов в долине Туймаада в надпойменно-низкотеррасовом типе местности [7]

ТПК	Литологический состав	Влажнос	Глубина	Температ	Мощность	Температура
Гряды с твердо-осоковой степью	Супесь, песок с прослоями торфа	12	1,9	-1,2	13	-2,0
То же	Песок, супесь с прослоями торфа	9	2,1	-3,4	13	-2,9
Межгрядовыепонижения сразнотравным сосново-лиственничником	Супесь, суглинок, песок с торфом	19	2,0	-3,8	12	-2,4
С бескильницевым лугом	Суглинок	18	2,0	-3,2	12	-2,0
То же	Супесь, песок	15	1,9	-3,7	13	-2,4
Плоское понижение со злаково-разнотравным березняком	Супесь, песок с прослоями торфа	23	1,8	-0,4	4	-0,5

По данным Федорова А.Н. и др., за период 2001-2005 гг. на площадке с вырубленным лесом температуры грунтов были выше от среднемноголетней на 0,3-0,7 °С по сравнению с ненарушенным участком. Также на месте вырубки увеличение влажности деятельного слоя более чем на 50% от средних значений на контрольном коренном лиственничнике за эти годы [8]. Из этого следует, что при благоприятных условиях на подобных участках могут сформироваться талики с водой повышенной минерализации вплоть до криопэгов. Доказательством этому служат данные бурения в местах гибели березового леса

Таким образом, одним из ландшафтных индикаторов при прогнозе мест формирования надмерзлотных криопэгов в долине Туймаада могут служить ложбины стока с определёнными растительными сообществами - березняки со злаково-разнотравным покровом. Учитывая высокую уязвимость таких ландшафтов к освоению, очень важно не нарушить на них естественный поверхностный и надмерзлотный сток во избежание создания застойных условий водообмена и дальнейшего засоления грунтов.

Литература:

1. Данзанова М.В. Условия поверхностного стока и физические свойства сезонноталого слоя микрорайона «Мерзлотка».//Материалы Конференции научной молодежи, посвященной 60–летию ЯНЦ СО РАН и году молодежи РФ «Эрэл–2009», - Якутск: Изд-во ООО РИА Феникс, 2009. – 122-126 с.

2. Общее мерзлотоведение. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 465 с

3. Основы геокриологии. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне. Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008

4. Павлов А.В., Прокопьев А.Н. Теплообмен почвы с атмосферой на лесном и безлесном участках в окрестностях г.Якутска. В кн.: Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. - Якутск, 1976, с. 100-126.

5. Самсонова В.В. Криоландшафтное картографирование лесопокрытых территорий Якутии на основе дистанционных материалов: автореф.дис. канд. г. н. Ин-т мерзлотоведения СО РАН, Якутск, 1999.

6. Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н., Варламов С.П. Изменчивость температуры грунтов слоя годовых теплооборотов в окрестностях г.Якутска за последние 40 лет // Современные проблемы теплофизики и теплоэнергетики в условиях Крайнего Севера: материалы X научно-технической конференции памяти профессора Н.С.Иванова (7 декабря 2011 г., г. Якутск). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2013. – С. 113-122

7. Скрябин П.Н., Варламов С.П. Термический режим грунтов нарушенных ландшафтов Центральной Якутии//Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 44-49

8. Федоров А.Н., Ивахана Г., Константинов П.Я., Мачимура Т., Аргунов Р.Н., Ефремов П.В., Лопез Л.М., Такакай Ф., Петров М.И. Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2013, №8

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА СОСТОЯНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ТЕРРИТОРИИ ТОМТОРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дягилева А.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Редкометальное месторождение Томтор приурочено к одноименному массиву щелочных пород, ультрамафитов и карбонатитов, расположенному на западном склоне Уджинского поднятия. Породы, вмещающие массив, представлены доломитами, сланцами и аргиллитами улахан-курунгской свиты рифея и терригенными метаморфизованными породами томторской свиты венда.

Рудное тело приурочено к каолинит-крандаллитовому горизонту переотложенной коры выветривания, в большинстве случаев залегает на породах сидеритового горизонта и перекрывается осадочными образованиями перми, юры и четвертичного возраста общей мощностью от 7,5 до 160 м.

Основные полезные компоненты комплексных руд - ниобий, иттрий, скандий, редкоземельные элементы цериевой (лантан, церий, празеодим, неодим) и иттриевой (европий, самарий) групп. Ниобий является главным из основных полезных компонентов. В контурах его распространения изучались и оценивались все основные и попутные компоненты.

Попутные компоненты, оцененные в контурах ниобиевых руд, - титан, ванадий, алюминий, фосфор, цирконий, стронций, уран и редкоземельные элементы иттриевой группы (гадолиний, тербий, гольмий, эрбий, диспрозий, тулий, иттербий, лютеций) [2].

В 2014 г. ООО «Восток Инжиниринг» получило лицензию на проведение разведки и добычи руд ниобия, редкоземельных металлов, скандия и попутных компонентов на Томторском месторождении участок «Буранный». С 2014 г. на данной территории сотрудниками НИИПЭС СВФУ проводится комплексный экологический мониторинг территории участка «Буранный».

По почвенно-географическому районированию исследуемый район входит в состав Восточно-Сибирской мерзлотно-северотаежной области бореального (умеренно холодного) пояса почв России и находится на границе северной тайги и тундрово-лесной подзоны. Непосредственно территория участка «Буранный» входит в лесотундровую равнинную почвенную провинцию [1].

Доминирующую часть исследуемой территории занимают почвы, в почвенном профиле которых ярко выражены процессы криотурбации, приводящие к нарушению цельности генетических горизонтов и перемешиванию почвенного материала по почвенному профилю.

На территории ЛУ "Буранный" почвенный покров представлен почвоподобными техногенными поверхностными образованиями, естественным

почвенным покровом, который представлен зональными, интразональными типами мерзлотных почв, и образовавшимися на их стыке антропогенно-преобразованными почвами.

Все пробы проанализированы на показатели кислотно-щелочных условий почвенной среды (pH), содержание органики, катионно-анионного состава водной вытяжки, нефтепродуктов, подвижных форм микроэлементов в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ. Валовые формы элементов выполнены в лаборатории геохимических методов поиска МПИ ГРФ СВФУ.

В целом, почвы лицензионного участка характеризуются значениями pH варьирующими в пределах 3,9 – 6,7 (от кислых до близко нейтральных). По содержанию гумуса варьируют в пределах от 0,8 до 13,8 %. Высокие значения гумуса характерны для почвенного покрова с неразложившимися или слаборазложившимися органическими остатками. В водорастворимом комплексе преобладают анионы гидрокарбонатов и хлоридов, среди катионов – натрий и калий. Токсичные ионы по степени убывания располагаются в следующие ряды: $HCO_3^- > Na^+ + K^+ > Cl^- > Ca^{+2} > Mg^{+2} > SO_4^{-2}$.

По санитарно-гигиеническим нормативам отсутствуют значительные превышения установленных величин ПДК по средним показателям подвижных форм микроэлементов. При этом доля $К_{пдк}$ подвижных форм микроэлементов в антропогенно-преобразованных почвах (АПП) и грунтах техногенных поверхностных образованиях (ТПО) превышает, чем в природных почвах. В антропогенно-преобразованных почвах наблюдается тенденция к превышению ПДК у Pb, Mn, Co, Cr и Cu, а в грунтах техногенных поверхностных образований – Ni, Cd, Zn, As.

В микроэлементном составе преобладают содержания Ba, Sr и U, при этом наблюдаются некоторые различия в почвах и грунтах ненарушенных и нарушенных ландшафтов. В антропогенно-преобразованных почвах и грунтах техногенных поверхностных образований содержания микроэлементов несколько выше, чем в природных почвах. Более высокие значения отмечены у Ba, Sr, Rb, Zr, Zn, V и Nb.

Среди редкоземельных элементов доминируют Nd, Ce, La, Y. В целом, содержания редкоземельных элементов в антропогенно-преобразованных почвах и грунтах техногенных поверхностных образований также несколько выше, чем в природных почвах ненарушенных ландшафтов. Наиболее высокие содержания относительно природных почв отмечены у Nd и Ce.

Таким образом, валовые содержания элементного состава почв и грунтов нарушенных ландшафтов отличаются от содержания элементов природных почв ненарушенного ландшафта и имеют более высокие значения, за исключением содержания оксидов.

Доля содержания валовых и подвижных форм микроэлементов в антропогенно-преобразованных почвах и грунтах техногенных поверхностных

образований превышает содержания природных почв. По степени подвижности микроэлементы в почвах и грунтах нарушенных участков обладают большей подвижностью. Наибольшая мобильность Pb, Mn, Co и Cr отмечена в антропогенно-преобразованных почвах, Ni, Cd, Zn и As в грунтах техногенных поверхностных образований.

По степени подвижности микроэлементы располагаются в следующие ряды:
– почвы: Ni → Co → Cu → Mn → Cr → Pb → Zn → Cd → As;
– АПП: Co → Ni → Cr → Cu → Mn → Pb → Zn → Cd → As;
– ТПО: Ni → Co → Cu → Mn → Cr → Pb → Zn → Cd → As.

Получается, что Ni, Co, Cu и Mn обладают большей степенью подвижности, а Pb, Zn, Cd и As меньшей степенью и аккумулируется в почвенном покрове.

Микроэлементный состав почв зависит преимущественно от свойств самого почвенного материала. Известно, что почвы наследуют элементный химический состав от материнской породы и распределяются по почвенному материалу, в частности по гранулометрическим фракциям, но при воздействии внешних факторов и увеличением содержания подвижных форм микроэлементов происходит наложение двух аномальных типов загрязнения: природного и техногенного. Первое – влияние природной геохимической аномалии при внедрении пород рудного поля, второе – это воздействие объектов на почвы территории ЛУ «Буранный», прежде всего скважин. Поэтому все поверхностное загрязнение аккумулируется в поверхностных органических горизонтах почв, вследствие чего возникает вторичное загрязнение, которое идентифицируется как техногенная аномалия.

Доказательством существования техногенной аномалии являются участки с высоким значением суммарного показателя загрязнения почвенного покрова (Zc), который рассчитан на основе анализа содержаний подвижных форм микроэлементов – Pb, Ni, Mn, Cd, Co, Cr, Zn, Cu и As. В качестве фона взяты данные рассчитанные за период 2014-2015 гг. по содержанию подвижных форм микроэлементов, где общая выборка составило n=223 пробы.

В таблице 1 представлены микроэлементные спектры и суммарный показатель загрязнения (Zc) некоторых ключевых точек.

В природных почвах ненарушенных ландшафтов основными Zc-образующими элементами являются Mn, Cr, Cd и Zn, в грунтах нарушенных ландшафтов – As, Zn, Mn, Cd, Pb и Cr. Грунты техногенных поверхностных образований отличаются наиболее широким спектром микроэлементов и высокими коэффициентами концентрации.

Таблица 1

Характеристика микроэлементного состава почв ненарушенных и грунтов нарушенных ландшафтов территории исследования ЛУ «Буранный» Томторского РЗМ

№ точки наблюдения	Микроэлементный ряд	Zc
Почвы		
Т-1Б	$Cd_{6,9}\rightarrow Mn_{6,5}\rightarrow Zn_{5,7}\rightarrow As_{4,6}\rightarrow Co_{2,4}\rightarrow Pb_{2,2}\rightarrow Cu_{1,7}(Ni_{1,7})$	31,67
Т-53Б	$Zn_{5,5}\rightarrow Cd_{4,8}\rightarrow Co_{2,7}\rightarrow Pb_{2,3}\rightarrow Mn_{2,2}\rightarrow Cu_{2,0}\rightarrow As_{1,9}\rightarrow Ni_{1,8}$	23,34
Т-81Б	$Mn_{8,0}\rightarrow Cr_{5,6}\rightarrow Co_{4,9}\rightarrow Ni_{3,5}\rightarrow As_{1,6}$	23,63
Т-82Б	$Mn_{15,9}\rightarrow Cd_{2,6}\rightarrow Co_{2,4}\rightarrow Cr_{1,6}\rightarrow Ni_{1,5}$	24,02
Т-43Б	$Mn_{17,8}\rightarrow Cd_{8,4}\rightarrow Zn_{5,6}\rightarrow Pb_{2,0}\rightarrow Co_{1,8}\rightarrow Ni_{1,6}$	37,26
Т-50Б	$Zn_{6,9}\rightarrow Cd_{4,8}\rightarrow Mn_{4,0}\rightarrow As_{2,1}\rightarrow Co_{1,7}$	19,50
Т-71Б	$Cr_{14,7}\rightarrow Ni_{4,3}\rightarrow Co_{2,8}\rightarrow Mn_{2,5}\rightarrow Cu_{1,6}$	26,00
Антропогенно-проебразованные почвы		
Т-2Б	$As_{7,7}\rightarrow Pb_{2,5}\rightarrow Cu_{2,2}\rightarrow Ni_{1,6}(Cr_{1,6})\rightarrow Mn_{1,5}$	17,10
Техногенные поверхностные образования		
Т-5Б	$As_{11,9}\rightarrow Zn_{4,8}\rightarrow Cd_{2,8}\rightarrow Cu_{2,1}\rightarrow Pb_{2,0}$	23,65
Т-9Б	$Zn_{245,5}\rightarrow Mn_{227,4}\rightarrow Pb_{118,0}\rightarrow Cu_{34,9}\rightarrow Cr_{15,6}\rightarrow Co_{14,5}\rightarrow Cd_{12,9}\rightarrow Ni_{11,9}\rightarrow As_{8,7}$	689,46
Т-13Б	$Cd_{65,5}\rightarrow Zn_{47,3}\rightarrow Cu_{8,3}\rightarrow Mn_{2,0}$	123,10
НАР-1-Б	$Cd_{95,3}\rightarrow Cr_{19,4}\rightarrow Pb_{15,2}\rightarrow Mn_{10,6}\rightarrow Co_{5,4}\rightarrow Cu_{4,6}\rightarrow Ni_{4,1}(Zn_{4,1})\rightarrow As_{3,8}$	162,55
НАР-3-Б	$Cr_{5,9}\rightarrow As_{3,8}\rightarrow Ni_{3,6}\rightarrow Cd_{2,0}(Cu_{2,0})$	17,29

Эколого-геохимическая ситуация почвенного покрова территории ЛУ "Буранный" следующая:

– почвы природных ненарушенных ландшафтов характеризуются преимущественно допустимой категорией загрязнения (Zc=1,8 – 15,5), что соответствует природному состоянию. Часть выборки характеризуется умеренно опасной (Zc =17,0 – 31,7) и высоко опасной (Zc=37,3) категорией загрязнения.

– грунты нарушенных ландшафтов отличаются большим количеством умеренно опасной (Zc = 17,1 – 23,7) и высоко опасной (Zc = 123,1) категорий загрязнения. В двух точках зафиксировано чрезвычайно опасные уровни загрязнения уровни загрязнения с Zc = 162,5 – 689,5, расположенных в зоне скважин.

В целом, территория ЛУ «Буранный» характеризуется преимущественно допустимым и умеренно опасным уровнем загрязнения почвенного покрова, с локальными зонами высоко и чрезвычайно опасной категории загрязнения.

Литература:

1. Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М.: ГУГК при СМ, 1989. – 115 с.

2. Отчет экологическое сопровождение грр на участке «Буранный» Томторского редкометального месторождения руд ниобия, рездкоземельных элементов, скандия и попутных компонентов. II этап. Комплексный экологический мониторинг наземных и водных экосистем ЛУ «Буранный»: отчет о НИР / НИИПЭС СВФУ; исполн.: Я.Б. Легостаева [и др.]. – Якутск, 2015. – 459 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА УЧАСТКЕ «БУРАННЫЙ» ТОМТОРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИ ГГР

Ксенофонтова М.И., Легостаева Я.Б.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В 2015 году эколого-гидрохимический мониторинг на участке «Буранный» Томторского месторождения проведен по руч. Поманисточка, р. Онкучах и Уджа в период летней межени. Питание водотоков происходит весной, летом и осенью за счет таяния снега, почвенно-грунтового, текстурообразующего льда и выпадения атмосферных осадков, максимальное количество которых приходится на июль, август и сентябрь (Толстов, Гунин, 2001).

В 2015 году гидрохимическое опробование по руч. Поманисточка проведено в 8 точках наблюдения. В период исследования вода исследуемого ручья на территории лицензионного участка характеризуется малой минерализацией со слабокислой средой и очень мягкой водой. Состав воды по классификации Алекина О.А. (1953) преимущественно гидрокарбонатного класса группы кальция и магния. Характер изменения величины минерализации и содержания взвешенных веществ в воде руч. Поманисточка в период исследования представлен в рис. 1.

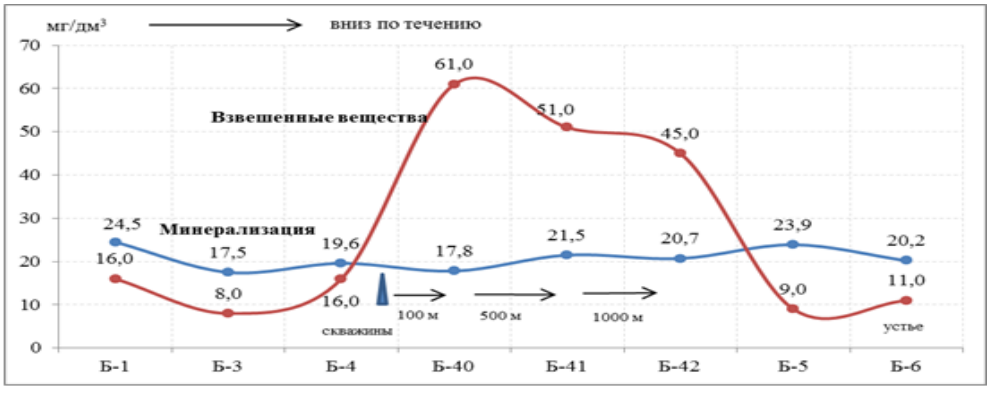


Рис. 1. Динамика изменения величины минерализации и взвеси в воде руч. Поманисточка на участке «Буранный»

Величина минерализации остается в пределах 17,5-24,5 мг/дм^3, в среднем достигает до 20,6 мг/дм^3.Резкое увеличение содержания взвешенных веществ наблюдается в точке Б-40 - в 100 м ниже скважин, далее идет их снижение. Среднее концентрация взвеси в воде руч. Поманисточка достигает до 20,3 мг/дм^3.

В микроэлементном составе воды руч. Поманисточка в период исследования выявлены марганец и медь, характер их распределения вниз по течению представлен в рис. 2.



Рис. 2. Динамика изменения концентраций марганца и меди в воде руч. Поманисточка на участке «Буранный»

До участка Б-41 (500 м ниже от скважин) наблюдается снижение концентрации марганца, затем с точки Б-5 отмечается их увеличение. По меди выявлена обратная картина, начиная с точки Б-40 до Б-5, наблюдается увеличение ее содержания. Кроме этого, выявлены некоторые превышения нормативов предельно-допустимых концентраций для рыбохозяйственных целей (далее ПДК$_{вр}$) по марганцу и меди в следующих точках наблюдения: по марганцу в точках Б-1 до 1,3 раз, Б-6 до 1,2 раз, в среднем содержание данного элемента составляет до 0,007 мг/дм^3; по меди в точках Б-40, Б-41 до 1,8 раз, Б-42 до 1,6 раз, средняя концентрация ее достигает до 0,001 мг/дм^3.

Из биогенных элементов в воде руч. Поманисточка выделяется общее железо, содержание которого превышает нормативы ПДК$_{вр}$ в среднем до 3,3 раз (рис. 3).

Увеличение содержания общего железа проявляется с точки Б-40 в 100 м ниже скважин, далее отмечается их снижение. Средняя концентрация общего железа в воде руч. Поманисточка достигает до 0,33 мг/дм^3. Таким образом, выявлено влияние новых скважин на территории лицензионного участка, в ходе которого наблюдается увеличение концентрации меди и общего железа, а также содержания взвешенных веществ. Возможно, причина этого явления связана с поступлением данных веществ поверхностным стоком при нарушении почвенного слоя.

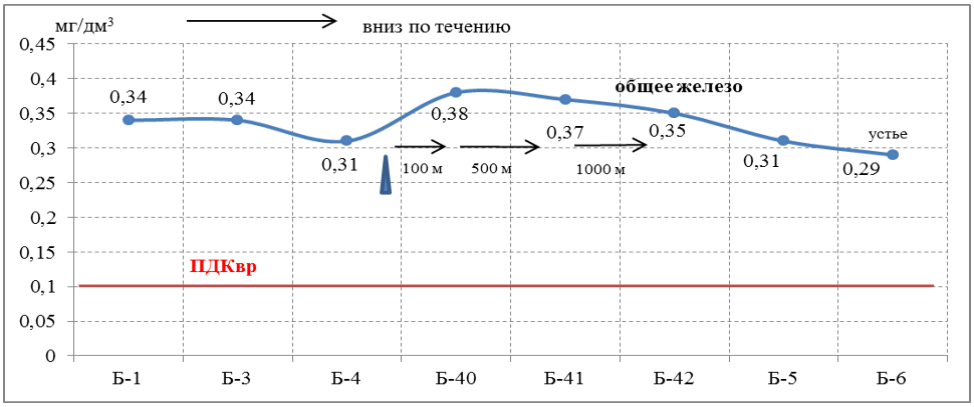


Рис. 3. Динамика изменения концентрации общего железа в воде руч. Поманисточкана участке «Буранный»

Кроме руч. Поманисточка на участке «Буранный» исследованы безымянные ручьи, притоки руч. Поманисточка. Ручей Безымянный 1 в период исследования характеризуется малой минерализацией со слабокислой средой и очень мягкой водой. Состав воды по классификации Алекина О.А. (1953) преимущественно гидрокарбонатного класса группы кальция и магния. Превышений нормативов $ПДК_{вр}$ по макро-, микро-, биогенным элементам, а также по органическим веществам не выявлено. Верховье ручья Безымянный 2 имеет маломинерализованную воду со слабокислой средой и очень мягкой водой. Состав воды преимущественно гидрокарбонатно-натриево-магниево-кальциевый. Превышения нормативов $ПДК_{вр}$ выявлено по общему железу и марганцу до 5,5 и 2,5 раз соответственно. Вода руч. Безымянный 3 характеризуется малой минерализацией со слабокислой средой и очень мягкой водой. Состав воды, как и в вышеперечисленных безымянных ручьях, преимущественно гидрокарбонатно-магниево-кальциевый. Превышения нормативов $ПДК_{вр}$ выявлено по меди и общему железу до 2,1 и 3,7 раз соответственно. Остальные элементы и органические вещества находятся ниже предела обнаружения анализа.

В период исследования вода р. Онкучах характеризуется малой минерализацией со слабокислой и нейтральной средой и очень мягкой водой. Величина минерализации воды р. Онкучах в период исследования варьирует в пределах от 19,9 до 36,6 мг/дм^3, в среднем составляет 25,9 мг/дм^3. В 500 м ниже устья руч. Поманисточка наблюдается изменение величины pH до 6,9, переходя от «слабокислых» вод до «нейтральных» (рис. 4). Затем в точке 1 км ниже устья руч. Поманисточка обратно среда переходит в «слабокислую». В период исследования состав воды р. Онкучах по классификации Алекина О.А. (1953) преимущественно гидрокарбонатного класса группы магния и кальция. Концентрация взвешенных веществ увеличивается после впадения руч. Поманисточка, в среднем содержание взвешенных веществ составляет 64 мг/дм^3.



Рис. 4. Динамика изменения величины минерализации и взвешенных веществв воде р. Онкучах

Как и в руч. Поманисточка, в воде р. Онкучах выявлены такие элементы как марганец и медь.Максимальное содержание марганца, превышающее значение $ПДК_{вр}$ до 1,3 наблюдается в точке 10 м ниже впадения руч. Пологий. Далее вниз по течению концентрация этого элемента стабилизируется в пределах 0,004-0,005 мг/дм^3. После впадения руч. Поманисточка отмечается незначительное увеличение концентрации меди. В среднем содержание меди в воде р. Онкучах составляет 0,0018 мг/дм^3 (до 1,8 $ПДК_{вр}$). Максимальное превышение по меди наблюдается в точке 1 км ниже устья р. Поманисточка. По общему железу в воде р. Онкучах выявлено превышение нормативов $ПДК_{вр}$ в среднем до 2,7 раз. Максимальная ее концентрация отмечается в точке 500 м ниже устья руч. Поманисточка. Таким образом, выявлено, что после впадения р. Поманисточка увеличивается содержание взвешенных веществ, а также меди и общего железа. Также отмечается изменение среды в сторону нейтральных вод.

В целом, по сравнению с 2014 г. отмечается некоторое снижение величины минерализации по всем исследованным водотокам. Возможно, данный факт связан с отбором проб воды во время различных гидрологических режимов водотоков, с изменением уровня воды, а также с уменьшением концентраций гидрокарбонатов, натрия и калия. Среда исследованных водотоков остается стабильно слабокислым. По сравнению с 2014 г. содержание взвешенных веществ по руч. Поманисточка и Онкучах увеличился до 2,0 и 7,7 раз соответственно. В микроэлементном составе исследованных вод наблюдаются снижения концентрации свинца, кадмия, общего железа. Содержание марганца во всех исследованных водах остается стабильным. В 2015 году выявлен рост концентрации меди во всех исследованных водах. Из органических веществ отмечается снижение концентрации нефтепродуктов. Остальные показатели находятся ниже предела обнаружения анализа.

Литература:

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1953

2. Ксенофонтова М.И., Легостаева Я.Б. Оценка современного состояния водных объектов на участке «Буранный» Томторского месторождения РЗМ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. – 561 с.

3. Толстов А.В., Гунин А.П. Комплексная оценка Томторского месторождения // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001. Вып.1 – с. 144-160.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ (ТУКУЛАНОВ) В ПРЕДЕЛАХ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД, НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Куть А.А.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В данной статье приведены результаты продолжающихся исследований комплексов незакрепленных песков (тукуланов) Центральной Якутии. В работе приведены результаты статистической обработки гранулометрического анализа. Анализ полученных данных позволяет интерпретировать обстановку осадконакопления и определить их место в истории формирования рельефа Центральной Якутии.

Эоловые отложения в нижнем течении р. Вилюй выражены в виде обширных по площади песчаных массивов, образованных комплексами дюн и междюнных понижений и перекрывающих озерно-болотную поверхность первой террасы р.Вилюй [2]. Резкий контраст этого типа отложений и окружающего мерзлотного ландшафта вызывает ряд вопросов, связанных с генезисом осадков и условиями их накопления. Не вызывает сомнения, что формирование песчаных массивов связано с циклическими климатическими колебаниями в период позднего плейстоцена и голоцена. Вследствие чего, такая смена условий нашла свое отражение в строении тукуланов.

Разрез отложений неоднороден и представлен преимущественно песками, разделенные невыдержанными по мощности и простиранию горизонтами мелкодисперсного материала. Пески средней крупности являются вмещающими отложениями. Мелкозернистые пески залегают в виде выдержанных прослоев мощностью до 3 м. Пылеватые пески и суглинки встречаются в виде прослоев небольшой мощности и включений (рис. 1). Отложения по разрезу характеризуются очень хорошей сортировкой.

Формирование толщи рассматриваемого разреза происходило преимущественно под воздействием эоловых процессов. На это указывают положительные значения асимметрии. Высокие абсолютные значения величины положительной асимметрии указывают на очень хорошую отсортированность крупнозернистого материала в условиях ветровой обработки, что характерно для нижней части приведенного разреза (рис. 2). Отрицательная асимметрия указывает на накопление тонкозернистого материала [1]. В этом случае, чем выше абсолютное значение отрицательной асимметрии, тем лучше отсортирован материал по сравнению с более крупнозернистыми. На отметках 2600, 2300, 1900, 1700, 1280, 730, 440, 340, 310 и 150 происходило снижение ветровой активности и как следствие накопление тонкозернистой фракции.

В целом по разрезу скорость сортировки привносимого материала превышала интенсивность его привноса, на что указывают положительные значения эксцесса (рис. 3). Так отмечается стабильность обработки материала, за исключением отметок 400 и 300, где условия резко сменяются и процессы обработки действуют более интенсивно и в течение более коротких период. Здесь происходит особенно резкое увеличение интенсивности эоловой деятельности, за счет чего из отложений интенсивно выносится мелкая фракция.

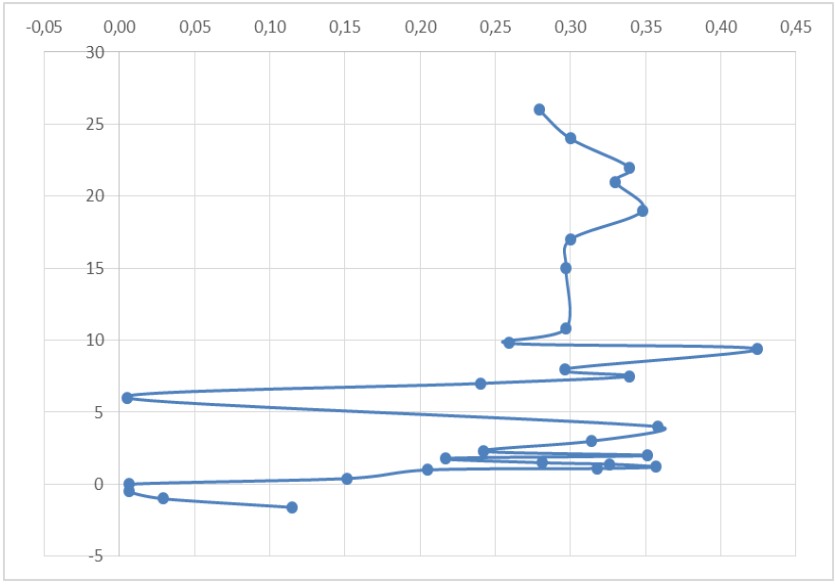


Рис. 1. Распределение среднего размера частиц по глубине

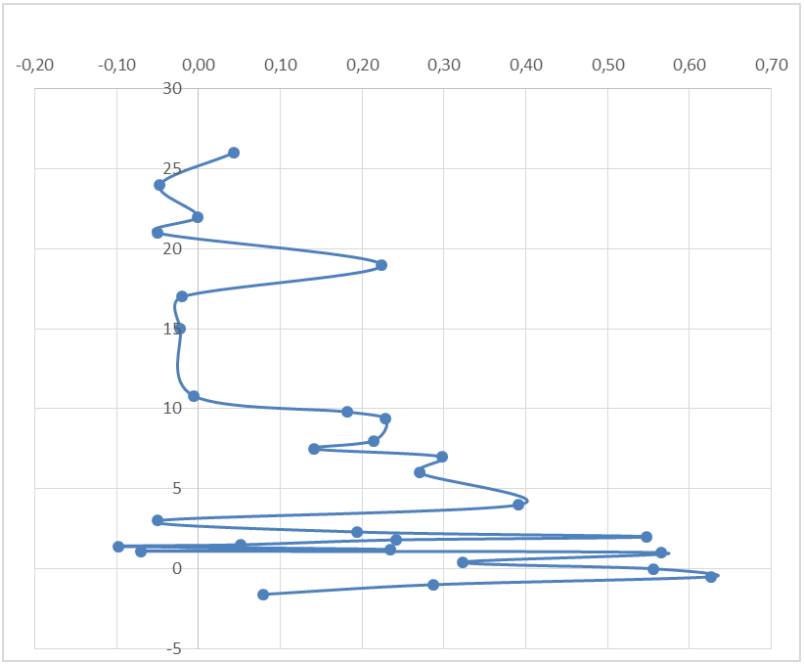


Рис. 2. Распределение значений асимметрии по глубине

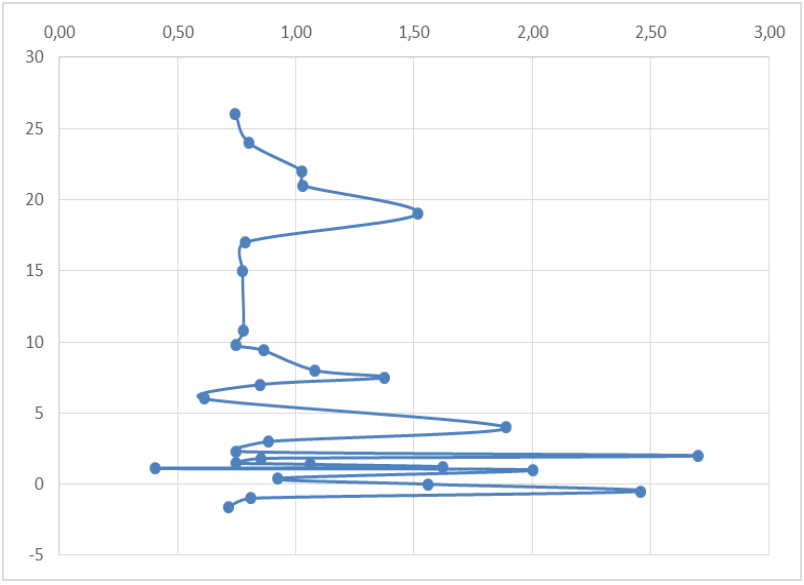


Рис. 3. Распределение значений эксцесса по глубине

Таким образом, исходя из анализа соотношения размера частиц, значений асимметрии и эксцесса, можно сказать, что нижняя часть разреза до отметки 40

(-160 – 40) формировалась в относительно спокойных условиях характерных для застойных водоемов, в то время как отложения мелкой фракции на отметке 600 происходило в условиях эоловой обстановки, но при значительном снижении ветровой активности. Выше по разрезу, в средней части, отмечается частая смена условий осадконакопления. Периоды эоловой деятельности резко сменяются на гидродинамические условия (отметки 100 и 200) (рис. 3), либо в эти периоды климат становится более суровым. Средняя и нижняя часть разреза характеризуются продолжительным периодом осадконакопления, в течении которого действуют эоловые процессы, интенсивность которых изменяется незначительно.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 15-45-05129 р_восток_а «Плейстоценовые криопустыни (тукуланы) Центральной Якутии».

Литература:

1. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л. и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.

2. Урбан А.А., Галанин А.А., Чжан Т.Р. Литолого-минералогическая характеристика перевиваемого песчаного комплекса «Кызыл-Сырский» // Разведка и охрана недр. 2013, №12. Стр 23–27.

ВСЕМИРНЫЙ ПОТОП, ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА И ГИБЕЛЬ МАМОНТОВ – СЛЕДСТВИЯ ОДНОЙ КАТАСТРОФЫ

Люхин А.М.

ООО «Институт Дистанционного прогноза руд», г. Москва

Пустыня Сахара и Берег Скелетов (Намиб) в Африке, соленые озера и моря в глубине континентов, гибель «мамонтовой» фауны и вечная мерзлота, Гольфстрим и современная сеть течений в мировом океане – вот далеко не полный перечень природных объектов и явлений, непосредственно связанных друг с другом в рамках одной пространственно-временной цепочки событий. Отправной точкой для неепослужило столкновение с Землей крупного астероида 12900 лет назад.

В последнее время, благодаря работам многих ученых [1, 2], было показано, что гибель макрофауны в конце плейстоцена произошла в результате столкновения с Землей кометы или астероида. Однако, на территории Северной Америки, не удалось обнаружить ударный кратер, имеющий отношение к этому событию. В настоящей статье рассматривается модель этого катаклизма, как результат падения крупного астероида в Атлантический океан.

Астероид летел к Земле под очень острым углом (практически по касательной). Длительный полет в плотных слоях атмосферы привел к его значительному

аэродинамическому разрушению, и перед столкновением он представлял собой не единый объект, а космическое тело, окруженное все расширяющимся роем обломков. Первое соприкосновение астероида с Землей произошло на юго-западе Африки (Рис. 1). Срезав своей нижней частью, как наждаком, верхушку горы Тафельберг, он пробороздил поверхность Земли на границе суши и океана, образовав залив Св. Елены на юго-западе Африки. Гигантская скорость, кривизна Земли и место соприкосновения (водная поверхность Атлантики) стали причиной возникновения эффекта стоунскиппинга (stone skipping — подпрыгивание камешков). Далее, совершив одно (или несколько) касаний поверхности Атлантики, он упал в Саргассовом море (рис. 1), при этом верхняя часть роя обломков астероида пролетела дальше и подвергла Атлантическое побережье США «ковровой» бомбардировке, следами которой являются многочисленные (около миллиона) кратеры Каролина бейс (Carolinabays).

Движение астероида в атмосфере Земли привело к образованию воздушных потоков, обладающих гигантской кинетической энергией, за счет которой они были частично выброшены в космическое пространство, а частично смещены на тысячи километров вперед по направлению полета астероида. Это привело к временному (от нескольких часов до дней) истончению (или кратковременному «раскрытию») атмосферы над огромной территорией, включающей северную часть Северной Америки, северо-восточную часть Азии и северную часть Тихого океана (рис. 1).

Температура здесь резко упала на несколько десятков градусов. За это время поверхность земли, и все, что на ней и под ней было, – почва, водоемы, растения, животные – было практически мгновенно заморожено, причем горные породы были проморожены на сотни метров в глубину. Только северная часть Тихого океана не успела промерзнуть вследствие своей большой теплоемкости, глубины и солености.

По прошествии короткого времени, компенсационные процессы выровняли плотность атмосферы над всей поверхностью Земли. Однако, в целом, она стала тоньше, что, в итоге, привело к общему похолоданию климата на нашей планете, растянувшемуся на последующую тысячу лет.

Серия столкновений послужили причиной образования нескольких очагов мегацунами в Атлантике (рис. 1), обусловивших Всемирный Потоп на Земле, последствия которого привели к кардинальным изменениям значительной части поверхности нашей планеты (подробнее см. http://lyukhin.ru).

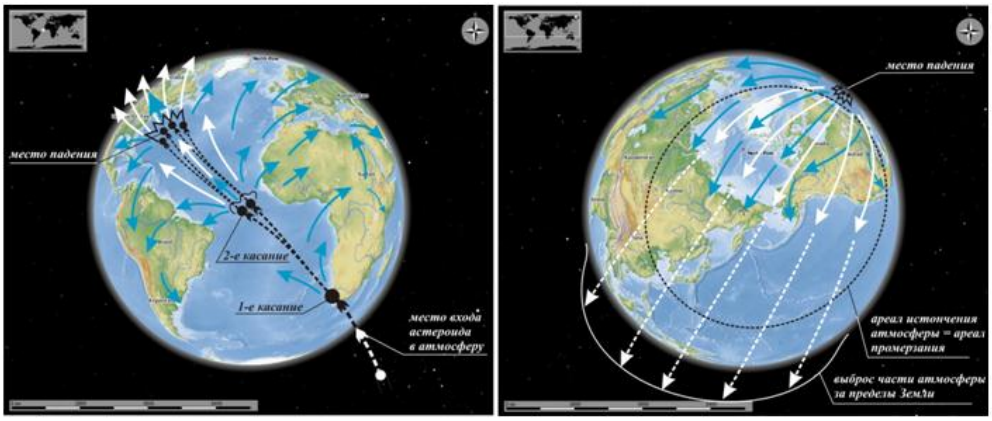


Рис. 1. Иллюстрация процесса столкновения астероида с Землей и его последствий. Синие стрелки показывают основные направления мегацунами, белые – направления воздушных потоков.

Основной очаг мегацунами возник в Саргассовом море. Именно оттуда оно обрушилось всем фронтом на американский континент, практически мгновенно смыв почти всю «мамонтовую» макрофауну, большую часть растительности и цивилизацию Clovis piples. Далее, захватывая и перемалывая льды, оно пересекло Северный Ледовитый океан и затопило этим водно-ледяным крошевом, перемешанным с поднятыми со дна морскими осадками, северное побережье Азии и Аляску, захоронив там принесенные с собой останки мамонтов, а так же других животных и растений, которые были «законсервированы» в быстрозамороженных водно-ледяно-грязевых отложениях. Причем нарастание новых слоев мерзлоты шло не сверху, где температура уже была выше нуля, а снизу, от сильно промороженных подстилающих пород. Так произошло быстрое изменение рельефа этих территорий и образование вечной мерзлоты, в том виде, какой мы ее наблюдаем и сейчас. Именно из фрагментов останков животных и растений вперемежку со льдом и грязью сложены целые острова и прибрежные утесы на северо-восточном побережье Азии, в частности, Новосибирские острова, широко известные по массовым заготовкам бивней мамонтов. На протяжении тысяч лет процессы эрозии частично сгладили первоначальную картину этого «апокалипсиса». Но еще в начале 20-го века все арктическое побережье Азии было буквально завалено обломками стволов крупных деревьев, некоторые из которых достигали гигантских размеров. Это были остатки лесов североамериканского континента, принесенные сюда водами Всемирного Потопа.

Причиной почти мгновенной смерти многих представителей «мамонтовой» фауны в Северной Америке и Сибири явилось удушье, а не многочисленные физические повреждения, которые они получили уже после смерти. Полет астероида привел к выжиганию значительной части кислорода в атмосфере. И, когда такой воздушный поток достиг восточного побережья Северной Америки,

многие животные задохнулись от нехватки кислорода. В Сибири же, смерть животных от удушья наступала в связи с быстрой потерей части атмосферы над этими районами.

Еще раз отметим, что на всем протяжении арктического побережья Азии от Таймыра до Чукотки в мерзлоте захоронены не местные животные, а представители североамериканской фауны: мамонты, мастодонты, лошади и др. Поэтому реконструкции палеоклимата арктической зоны Сибири на границе плейстоцена и голоцена, основанные на допущении, что эти животные там обитали, являются ошибочными. Там и тогда был холодный климат. Представители местной фауны встречаются намного южнее от побережья, причем уже чаще не в виде разрозненных фрагментов тел, а хорошо сохранившихся туш.

Описанный сценарий образования вечной мерзлоты позволяет делать прогноз ее состояния и эволюции в будущем. И здесь вывод достаточно очевиден - являясь «чуждым» образованием для обычных климатических условий Земли она постепенно должна исчезнуть. Аналогичная ситуация происходит с многочисленными солеными озерами, также образованными мегацунами: Солт-Лейк, Арал, Чад и др. Они тоже постепенно исчезают с поверхности нашей планеты. И хотя в человеческом понимании эти изменения воспринимаются как экологическая катастрофа, для самой Земли это никакой катастрофой не является. Это возврат территорий в первоначальное состояние, обусловленное их положением в определенной климатической зоне.

Еще одним важным выводом из приведенного сценария является тот, что никаких оледенений на территории Северной Америки и Европы в то время не было, а все отложения, которые принимают за ледниковые, это отложения мегацунами.

В практическом аспекте развития минерально-сырьевой базы северо-востока России, анализ описанных выше процессов может привести, в частности, к пересмотру генезиса некоторых россыпных месторождений золота, серебра, олова и др. на прибрежных территориях. Можно предположить, что эти полезные ископаемые были вынесены потоками мегацунами с шельфа Северного Ледовитого океана на арктическое побережье Азии и переотложены там, среди рыхлых отложений. Вследствие этого, возможно потребуется серьезная корректировка методики прогноза, поисков и разведки некоторых месторождений, с учетом предполагаемых ключевых моментов образования россыпей: самого процесса, времени формирования и направления переноса.

Литература:

1. Firestone R. et al, Evidence for an extraterrestrial impact event 12,900 years ago that led to megafaunal extinctions and the onset of Younger Dryas cooling, Proceedings of the National Academy of Science 104, 16016-16021, 2007.

2. Wittke J. at al., Evidence for deposition of 10 million tonnes of impact spherules across four continents 12,800 y ago, Proceedings of the National Academy of Science, 20, 2013.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД КЫСТЫКТАХСКОЙ ПЛОЩАДИ НА СЕВЕРЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Мисайлов И.Е., Кириллин А.Р.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В 2014-2015 годах выполнены определения теплофизических свойств 95 образцов горных пород Кыстыктахской площади на севере Тунгусской синеклизы. Установлено, что указанные свойства горных пород характеризуются широким диапазоном их значений. Это свойственно метаморфическим и магматическим породам, вследствие их сложного минерального состава. Определены предельные и осредненные значения теплопроводности и объемной массы скелета для различных типов пород. Проведен подробный анализ полученных результатов в зависимости от особенностей вещественного состава горных пород.

Кыстыктахская площадь расположена на севере Красноярского края, в северо-западных отрогах плато Путорано, в междуречье р. Кыстыктах и Ондодоми.

Определение теплопроводности горных пород различного состава с их детальной петрофизической характеристикой позволит объяснить выявленные региональные особенности геотемпературного поля, оценить параметры многолетнемерзлой мерзлой толщи и величину внутриземного теплового потока.

Теплофизические свойства пород во многом определяют температурное поле литосферы и существенно влияют на морфологию криолитозоны. Исходя из справочных данных по определению теплопроводности горных пород, залегающих в пределах рассматриваемой территории, диапазон изменения теплопроводности их варьирует от 1,6 Вт/м ·К до 3,2 Вт/м ·К (Карслоу, Егер, 1964; Гаврильев, 1998 и др.). Однотипные породы часто отличаются условиями образования и минеральным составом. Это определяет значительные изменения в теплофизических свойствах однотипных пород различных геоструктур.

Методика теплофизических испытаний образцов вкратце сводилась к следующему. После доставки проб с места отбора в лабораторию образцы изготовлялись распиловкой керна на камнерезном станке. Перед опытом они увлажнялись до полного влагонасыщения в эксикаторе, так как в подмерзлотных горизонтах горные породы в естественном залегании находятся в состоянии полного влагонасыщения. Таким образом, посредством прибора оптического сканирования для измерения теплопроводности (Thermal Conductivity Scanning – TCS) (рис. 1) измерялись значения коэффициента теплопроводности влагонасыщенных образцов горных пород в талом состоянии. Объёмная теплоёмкость образцов находилась расчётным путём по следующей формуле:

$$c\square = (c_{ск} + c_{вл}W)\ \square_{ск}, \quad (1)$$

где $c_{ск}$ и $\rho_{ск}$ – удельная теплоёмкость и плотность сухого скелета (кг/м^3); $c_{вл}$ – удельная теплоёмкость влаги, равная 4,2 кДж/(кг·К) в талом и 2,1 кДж/(кг·К) в мёрзлом состояниях породы; W – влажность в отн. ед. Величины удельной теплоёмкости ($c_{ск}$), используемые в формуле (1), получены нами в результате многолетних исследований всего многообразия горных пород Северо-Востока России (Гаврильев, 1998, 2004).



Рис. 1. Принцип метода оптического сканирования

Коэффициент температуропроводности находился по формуле: $a = \lambda/c\rho$

Для измерений теплофизических свойств образцов горных пород нами применялся прибор TCS (метод оптического сканирования Ю.А.Попова) для проверки точности измерений. (рис. 1) Для исследований использовались образцы керна длиной 5 см и с одной гладко отшлифованной поверхностью (исследуемой). Во время измерений не нужно строго выдерживать и контролировать температуру исследуемых образцов. Поэтому испытания образцов проведены при комнатной температуре без термостатирования.

Принцип метода оптического сканирования (TCS) основан на нагреве изучаемых образцов горных пород оптическим излучением, сосредоточенным в небольшом пятне, которое перемещается вдоль плоской или цилиндрической поверхности образцов керна с постоянной скоростью (рис. 1). Для нагрева используют оптический источник. Уровни нагрева и начальной температуры образца регистрируются приёмниками инфракрасного излучения, поле зрения каждого из которых перемещается вдоль той же поверхности образцов горных пород с такой же скоростью, что и пятно нагрева. В одну серию с изучаемыми образцами помещают два стандартных образца (эталона) с известными значениями теплопроводности. Определение теплопроводности образцов пород проводится на основе сравнения уровней их нагрева с уровнем нагрева эталонных образцов.

Для определения теплофизических свойств пород были отобраны образцы с различных глубинных интервалов из скважин. В лабораторных условиях

определены значения объемной массы скелета и теплофизические свойства 95 образцов метаморфических горных пород. Поскольку образцы являются максимально плотными породами, их влажность варьирует в очень малых пределах, и на основании этого она не приведена. Малая влажность образцов позволила нам использовать полученные значения теплопроводности для мёрзлого состоянии (Гаврильев Р.И., 2011 г.).

В результате анализа полученных теплофизических данных установлено, что горные породы разреза кыстыктахской площади характеризуются большим диапазоном изменения значений теплопроводности от 0,83 до 3,57 Вт/(м·К). В таблице 1 приведены предельные и осредненные значения теплофизических свойств и объемной массы скелета.

По минеральному составу образцов горных пород выделено 11 разновидностей:

– в базальтах $\gamma_{ск}$изменяется от 2,37 до 3,32 г/см^3; λ – от 0,83 до 2,98 Вт/(м·К) ; c_γ – от 1588 до 2657 кДж/(м^3·К) и a· – от 0,45 до 1,33*10^{-6} (м^2/с);

– в долеритах $\gamma_{ск}$варьирует от 2,77 до 3,00 г/см^3; λ – от 1,20 до 2,05 Вт/(м·К); для c_γ[кДж/(м^3·К)] – 2220 ÷ 2400; для a·10^{-6} (м^2/с) – 0,50 ÷ 0,87;

– в доломитах $\gamma_{ск}$колеблется от 2,76 до 2,89 г/см^3; λ – от 1,66 до 3,57 Вт/(м·К); c_γ – от 2210 до 2315 кДж/(м^3·К); a·– от 0,75 до 1,55*10^{-6} (м^2/с);

– в габбро $\gamma_{ск}$меняется от 2,86 до 3,05 г/см^3; λ – от 1,37 до 1,76 Вт/(м·К); c_γ – от 2287 до 2443 кДж/(м^3·К); a·– от 0,6 до 0,72*10^{-6} (м^2/с);

– в туфах $\gamma_{ск}$составляет 2,84 г/см^3; λ варьирует от 1,72 до 2,99 Вт/(м·К); c_γ – от 1720 до 2273 кДж/(м^3·К); a· – от 1,00 до 1,32*10^{-6} (м^2/с);

– в микродиоритах $\gamma_{ск}$ = 2,91 г/см^3; λ = 1,74 Вт/(м·К); c_γ= 2326 кДж/(м^3·К); a·=

– в алевролитах $\gamma_{ск}$равна 2,63 г/см^3; λ – 2,24 Вт/(м·К); c_γ – 2106 кДж/(м^3·К); a·–

– в известняках $\gamma_{ск}$составляет 2,78 г/см^3; λ – 3,23 Вт/(м·К); c_γ– 2225 кДж/(м^3·К); a·– 1,45*10^{-6} (м^2/с);

– в апатитах $\gamma_{ск}$равняется 2,97 г/см^3; λ – 3,44 Вт/(м·К); c_γ – 2374 кДж/(м^3·К); a·–

– в дацитах $\gamma_{ск}$равна – 2,95 г/см^3; для λ [Вт/(м·К)] – 2,26 Вт/(м·К); c_γ – 2357 кДж/(м^3·К); a· – 0,9610^{-6} (м^2/с);

– в песчаниках $\gamma_{ск}$равна 2,73 г/см^3; λ – 2,51 Вт/(м·К); c_γ – 2181 кДж/(м^3·К); a· –

Таблица 1

Предельные (числитель) и осредненные (знаменатель) значения теплофизических свойств и объемной массы магматических и осадочных горных пород

№	Типы пород	$\gamma_{ск}$, кг/м^3	λ, Вт/(м·К)	$c\gamma$, кДж/(м^3·К)	$a \cdot 10^{-6}$, м^2/с
	Базальты				
	Долериты				
	Доломиты				
	Габбро				
	Туфы				
	Микродиориты				
	Алевролиты				
	Известняк				
	Апатиты				
	Дациты				
	Песчаник				

Исследования теплофизических свойств горных пород Кыстыктахской площади на севере Тунгусской синеклизы позволяют сделать следующие выводы:

1. Установлено, что горные породы характеризуются большим диапазоном изменения значений теплопроводности от 0,83 до 3,57 Вт/(м·К), а объемная масса их кристаллического скелета соответственно изменяется от 2368 до 3322 кг/м^3, что связано с многообразием минеральных парагенезисов магматических, метаморфических или метасоматических пород.

2. Выявлены предельные и осредненные значения теплофизических свойств и объемной массы кристаллического скелета для наиболее характерных петрографических разновидностей горных пород.

Литература:

1. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, 280 с.

2. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 146 с.

3. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства отложений Енисей-Хатангского прогиба и его южного обрамления // Проблемы инженерного мерзлотоведения: Материалы IX Междунар. Симп. (Мирный, 2011). Якутск, ИМЗ СО РАН, 2011, с.404-

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТУОСТАХСКОЙ ВПАДИНЫ

Мурзин Ю.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Туостахская межгорная впадина располагается на Северо-Востоке Якутии в пределах Яно-Адычанского эрозионно-денудационного плоскогорья, и занимает междуречья нижних течений рекАдычи, Туостах, Табалах и Борулах. Центральная часть впадины представляет собой аккумулятивную равнину. Впадина со всех сторон ограничена горными сооружениями. 1980-1982 и в 1985-1990 гг. Институтом мерзлотоведения СО РАН, в низовьях реки Адычи, были проведены геокриологические исследования, в которых большое внимание было уделено изучению подземных льдов и криогенного рельефа.

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Средне-годовая температура воздуха, составляет -15,7°С (Оюн-Хомото). Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой -48,6-48,40°С, а наиболее тёплый – июнь с температурой от 15,2°С до 14,5°С.Количество атмосферных осадков не велико. Средняя многолетняя годовая сумма осадков составляет 170-200 мм, из них летом выпадает 85-134 мм [5].

Суровые климатические условия обусловили развитие здесь сплошной низкотемпературной толщи многолетнемёрзлых горных пород (ММП) мощностью от 200 до 500 м, с температурой от -6,0° до -10,0°С[2]. Под руслом реки Адычи развит талик мощность от 12 до 27 м. Буровыми работами и расчётным путём установлено, что под крупными термокарстовыми озёрами Туостахской впадины развиты сквозные талики [3].

В Туостахской впадине развиты различные виды подземных льдов: повторно-жильные (ПЖЛ), текстурообразующие и пластовые [4].

Для ледяных жил надпойменных террас отмечается следующая закономерность. В пылеватых песках с массивной криогенной текстурой ширина жил не превышает 0,5 м. В отдельных ледяных жилах отмечены морозобойные трещины, не заполненные льдом. Наличие полых морозобойных трещин говорит о том, что наиболее высокие участки первой надпойменной террасы испытывают недостаток увлажнения. В суглинках, ширина повторно-жильных льдов достигает 1 м, а криогенная текстура линзовидная. В отдельных случаях отмечается базальная криогенная текстура с эвидентной льдистостью свыше 50%. Максимальная ширина ПЖЛ (1,5-2,0 м) отмечается в оторфованных суглинках.

На поверхности террас ПЖЛ фиксируются трещинно-полигональным микрорельефом. На возвышенных участках он представлен четырёх – пятиугольными полигонами диаметром 10-12 м. В лесу с моховым покровом полигоны ограничены канавами, глубина которых не превышает 0,5-0,8 м. В

условиях леса, без мохового покрова, полигональный микрорельеф образован трещинами, которые не всегда представляют собой замкнутую систему.На пониженных заболоченных участках террасы полигональный рельеф представлен хорошо выраженными замкнутыми четырёх – пятиугольными полигонами диаметром 8-10 м. Глубина канав составляет 0,5 м, при ширине до 1 м.

Широко развиты ПЖЛ в супесчано-суглинистых отложениях пологих склонов, ограничивающих Туостахскую впадину. Для этих наносов характерна линзовидная и базальная криогенные текстуры, а ширина ледяных жил достигает 2 м [1].

К пластовым льдам мы относим лёд небольших многолетних бугров пучения и булгунняхов. Бугры пучения приурочены к заболачиваемым участкам, где под слоем торфа создаются благоприятные условия для накопления сегрегационного льда. Чаще всего они располагаются в нижних частях конусов выноса, вдоль подножия склонов, в тыловых частях аккумулятивных террас.

Форма бугров разнообразная – от округлой до вытянутой вдоль подножия склонов. Часто сливаясь друг с другом, они образуют участки площадного пучения до нескольких сот квадратных метров. Высота бугров 0,5-1,0 м. Максимальное летнее оттаивание не превышает 0,45 м. До глубины 0,3 м бугры сложены торфом, а ниже следует мёрзлая, сильно льдистая светло-серая супесь с включением дресвы и гравия. Лёд бугров представлен ветвящимися шлирами чистого прозрачного сегрегационного льда толщиной до 0,25 м. Соединяясь друг с другом, шлиры образуют сложную густую решётку льда мощностью до 1 м. Некоторые бугры пучения разбиты морозобойными трещинами, по которым формируются ледяные жилы.

Буровыми работами были вскрыты пластовые льды на контакте склоновых и аллювиальных отложений, их мощность достигает 1 м, площадь простирания проследить не удалось.

Наиболее распространённой криогенной формой рельефа являются: булгунняхи, термокарстовые озёра.Булгунняхи были отмечены нами на поверхности первой террасы. Они располагаются на днищах спущенных старичных озёр, и их появление обусловлено промерзанием несквозных подозёрных таликов. Булгунняхи имеют округлую форму и в диаметре составляют 50-60 м. Сложены они светло-серыми песками, которые подстилаются русловыми галечниками.

В центральной части Туостахской впадины располагается около 100 крупных термокарстовых озёр. Отдельные озёра достигают значительных размеров. Так, например, озеро Амыдай при глубине 10-15 м и ширине 500-700 м достигает длины 3 км. Буровыми работами Янской геологоразведочной экспедицией установлено, что мощность рыхлых отложений в этом районе составляет 150 м и они представляют собой переслаивание супесей, суглинков, глин, песков, подстилаемых песчаниками юрской системы.

Наблюдения показали, что в пределах межозёрных пространств развито два яруса мощных ПЖЛ. Ледяные жилы первого яруса вскрываются в береговых обрывах термокарстовых озер. Вмещающие их отложения представлены супесью. ПЖЛ второго яруса залегают ниже уреза воды и приурочены к суглинисто-песчаному аллювию.

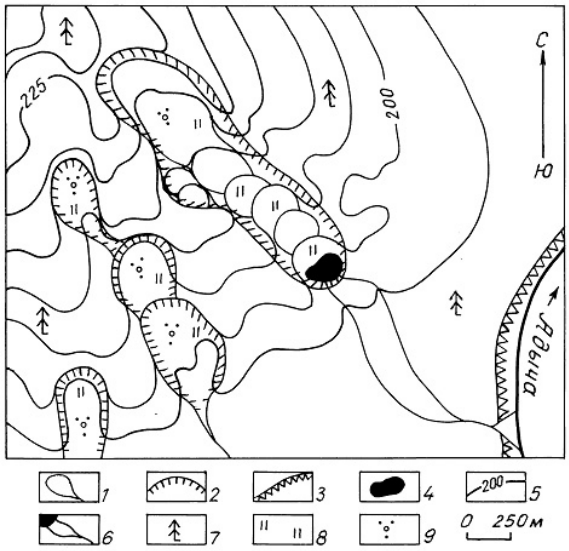


Рис. 1. Термокарстовые котловины на юго-восточном склоне хребта Кисилях.
1 – термокарстовые котловины; *2* – обрывистые борта котловин; *3* – берег реки; *4* – озеро; *5* – горизонтали; *6* – ложбины стока;*7* – древесная растительность: *8* – луговая растительность; *9* – кустарниковая растительность.

В юго-западной части пологого склона хребта Кисилях хорошо выражены термокарстовые котловины (рис. 1). Чаще всего такие формы рельефа располагаются в нижней части склона и тяготеют к ложбинам стока – деллям. Обычно они овальной формы шириной 0,5-07 км и вытянуты вниз по склону на 1,0-1,5 км. От склона они отделены уступом крутизной 7-10°. Днище термокарстовых котловин занято кустарниково-луговой растительностью. Отдельные термокарстовые западины, соединяясь друг с другом, иногда образуют сложные котловины. Одна из таких термокарстовых котловин состоит из 7 более мелких термокарстовых западин. Самая нижняя из них занята озером размером 100-250 м. Обследование данной территории позволило установить следующее. Мощность склоновых наносов, вмещающих ПЖЛ и имеющих линзовидную криогенную текстуру, не превышает 3-4 м, и они перекрывают отложения первой надпойменной террасы р. Адычи Аллювиальные отложения представлены

заторфованными суглинками с базальной криогенной текстурой и ПЖЛ шириной 1,5-2,0 м.

Из всего выше изложенного, сделаем следующие выводы:

1. Суровые климатические условия в пределах Туостахской впадины обусловили развитие здесь мёрзлых пород мощностью от 200 до 500 м. Под руслом реки развит талик мощностью от 12 до 27 м. Под крупными термокарстовыми озёрами располагаются сквозные талики.

2. В склоновых и аллювиальных отложениях отмечается широкое развитие повторно – жильных льдов с базальной криогенной текстурой и мощностью до 20 м. Пластовые льды имеют ограниченное распространение и представлены сильно льдистыми горизонтами небольших бугров пучения и булгунняхов.

3. Высокое содержание подземного льда в горных породах пологих склонов и в речных долинах благоприятствует развитию термокарста.

Литература:

1. Босиков, Н.П. Криогенные формы рельефа Туостахской впадины / Н.Б. Босиков, Ю.А. Мурзин, Я.И. Торговкин // Итоги геокриологических исследований в Якутии в XX веке. Перспективы их дальнейшего развития :доклады республиканской научной конференции, 9–11 октября. 2001,– Якутск : ИМЗ СО РАН, 2003. – С. 104–111.

2. Мурзин Ю.А. Геокриологические условия хребта Кисилях на участке пересечения его рекой Адычей/ Ю.А. Мурзин, В.И. Жижин// Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: материалы V Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. – Якутск, 2015.– С. 299–303.

3. Мурзин, Ю.А. Влияние термокарстовых озёр Нижне-Адычанской впадины на формирование стационарного температурного поля горных пород/ Ю.А. Мурзин, А.С. Тетельбаум, Н.И.Шендер// Озёра холодных регионов. – Якутск: ЯГУ, 2000. – С. 127–136.

4. Мурзин, Ю.А. Подземные льды Туостахской впадины // География и краеведение в Якутии: материалы III Республиканской научно-практической конференции, посвящённой 75-летию со дня рождения профессора Г.Н. Максимова, 29 ноября 2013г. – Якутск, 2014. – С. 109–113.

5. Справочник по климату СССР (Якутская АССР).– Л.:Гидрометеоиздат, 1976. – Вып. 24, ч. 1. – 96 с.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭОЛОВО-КРИОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Павлова М.Р., Галанин А.А.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Изучение гранулометрического состава терригенных пород играет важную роль при фациальном анализе осадочных образований, нацеленном на выявление

обстановок и условий осадконакопления. Это связано с тем, что характер распределения обломочных частиц по размеру является ярким индикатором особенностей динамической структуры процесса седиментации.

В рамках нашего исследования интерес падает нагенезис и формирование эолово-криогенных отложений, слагающих тела уникальных геоморфологических форм рельефа Центральной Якутии – тукуланы. Вопрос оприроде их происхождения является дискуссионным (эоловая, аллювиальная, ледниково-эоловая, криоаридная теории) [1] вследствие недостатка информации о строении и возрасте, геоморфологических, литолого-фациальных, геохимических, палинологических и прочих данных.

Для установления обстановки осадконакопления эолово-криогенных отложений в 2015 г. начаты исследования одного из типологических дюнных массив – тукулан Махатта, располагающегося в 10 км юго-западном направлениот п. Кысыл-Сыр, на левобережье р. Вилюй (Центральная Якутия). В пределах бортовой части и первой генерации тукулана была заложена серия разрезов, выполнено их подробное описание и опробирование.

Для отобранных песчаных образцов выполнен гранулометрический анализ ситовым методом. Полученные данные были обработаны с применением метода кумулятивных кривых и статистического анализа по Р.Л. Фолку и В.С. Уорда[2,3]. В программе Gradistat были посчитаны следующие показатели: средний размер (x), мода (Mo) и медиана (Md) в мм; коэффициент сортировки (σ), асимметрия (α), эксцесс (τ) выраженные в логарифмической шкале (в единицах ∏).

Общий характер отложений, слагающих тело тукулана в краевой его части, имеет следующий вид: в основании залегает аллювиальная пачка (от 2 до 7 м), представляющая собой чередование русловой и пойменной фаций, далее болотная фация, представленная осоково-кустарничковым торфом (от 0,15 до 0,7 м).Венчает разрезы перекрестно-слоистые пески мощностью от 1 до 5 м.

Эоловая пачка отложений, залегающая в верхней части разрезов, представлена песками светло-желтыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми перекрестно-косослоистыми (x = 0,24-0,34 мм). Отложения имеют хорошую и среднюю сортировку (σ = 0,461-0,721). Значение медианы (Md) от 0,259 до 0,336 мм, моды – 0,375 мм. Асимметрия смещена в сторону мелких фракций (α = 0,161-0,364). Значение эксцесса (0,744-1,352) указывают на очень подвижный характер аккумуляции, обусловленный внешней (климатической) составляющей.

Русловая пачка отложений представлена песками красно-коричневыми, охристыми мелко-, средне и крупнозернистыми (x = 0,11-0,47 и 1,13-1,33 мм) с прослоями и линзами гравия, мелкой гальки. Текстура субгоризонтальная и косослоистая. Присутствуют процессы ожелезнения. Сортировка осадка от слабой до плохой (σ = 0,743-0,963 и 1,000-1,176). Слабая сортированность осадка соответствует недостаточной длине транспортировки субстрата перед его отложением в условиях повышенного турбулентного режима седиментации.

Симметричное распределение среднезернистых фракций (α =–0,049-0,069), у крупнозернистых песков асимметрия смещена в сторону мелких фракций (0,173-0,735), у мелкозернистых – в сторону крупных фракций (–0,545-–0,119). Значение эксцесса (τ = 0,890-1,558) указывают на определенную тектоническую стабильность, доставку небольших порций субстрата и превышение скорости его обработки над поступлением. Значение медианы изменяется от 0,084-0,400до 2,003 мм, мода –от 0,075 до 0,375-2,400 мм. Данные также свидетельствую о полном цикле осадконакопления русловой фации (от крупно-песчано-гравийно-галечных отложений до мелкозернистых песков).

Пойменная пачка отложений представлена светло-серыми, светло-желтыми, супесями легкими пылеватыми и тяжелыми пылеватыми горизонтально-слоистыми, иногда неявнослоистые, с включениями остатков растительности и прослоями органического детрита. Местами признаки ожелезнения.

Отложения в пределах первой генерации тукулана Махатта представлены песками светло-желтыми с охристым оттенком среднезернистыми (x = 0,25-0,32 мм) с прослоями песка мелкозернистого (x = 0,22-0,23 мм) и органических горизонтов (детрита) от 2 до 5 мм, с включениями угольков. С глубины 0,6-0,8 м прослеживаются морозобойные трещины, заполненные песком мелкозернистым.Песчаные отложения характеризуются средней и слабой сортировкой (σ = 0,669-0,939). Асимметрия смещена в сторону мелких фракций (0,155-0,357). Эксцесс изменяется от 0,738-0,891 (в верхней части) до 0,968-1,487 (в нижней части отложений). Медиана принимает значения 0,197-0,340 мм, мода – 0,375 мм.

Таким образом, полученные данные позволяют проследить этапы осадконакопления эолово-криогенных отложений Центральной Якутии в позднечетвертичное время. В пределах дюнного массива – тукулан Махатта процесс седиментации осадочной толщи происходил в условиях повышенного турбулентного режима и способствовал формированию аллювиальной пачки,в строении которой прослеживается цикличность развития русловой и пойменной фаций. Со сменой климатических условий в сторону похолодания накапливалась озерно-болотной толща и постепенно начиналась активация эоловых процессов. В пределах краевой части и первой генерации тукулана Махатта четко выделяется эоловая фация, представленная остаточными песками зрелой стадии перевевания, характеризующаяся одномодальностью распределения осадка, положительной асимметрией, значением моды более 350 мм и отсутствием "хвостов" грубых фракций.

Исследования проведены при поддержке гранта Главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов на 2016 г.; гранта РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129 р_восток_а.

Литература:

1. Григорьев К.Д. О происхождение эоловых песков (тукуланов) Центральной Якутии / К.Д. Григорьев, П.Д. Павлов // Природа и хозяйство Сибири. – Якутск: 1977. – С. 53-54.

2. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / В. А. Гроссгейм, О.В. Бескровная, И.Л. Геращенко и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.

3. Folk R.L. Petrology of sedimentary rocks.– Texas: Hemphill Publishing Company Austin, 1980.– 184 c.

ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА НАМЫВНОЙ ТЕРРИТОРИИ Г. ЯКУТСКА

Павлова Н.А., Данзанова М.В., Ефремов В.С., Иванова Л.Д.
Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

В настоящее время на территории г. Якутска активно ведется строительство на намывных грунтах в пойме р. Лены. Для надежной эксплуатации возводимых здесь инженерных объектов и контроля состояния грунтов оснований необходимо знать сложившуюся геокриологическую обстановку и факторы, ее определяющие. Одним из таких естественных факторов, который является для рассматриваемой территории решающим, является наличие крупного водотока и существование в пределах русла и поймы р. Лены надмерзлотных таликов. Впервые обстоятельный анализ мерзлотно-гидрогеологических условий намывного массива в г. Якутске приведен в работе Л.Т. Роман и др. [3]. Авторами рассмотрены особенности формирования техногенных таликов при гидронамыве, а также влияние р. Лены и аварийных утечек из водонесущих коммуникаций на режим подземных вод в пределах экспериментального микрорайона 202, застройка которого проводилась в 1980 – 1988 гг. Изучаемая нами территория 203 квартала г. Якутска примыкает с южной стороны к ранее изученному микрорайону. Намыв ее производился в период 1987 – 1992 гг. Отличительной чертой является то, что отметки естественной поверхности пойменных отложений на территории 203 микрорайона выше, чем 202-го.

Для изучения взаимосвязи поверхностных и подземных вод и выявления закономерностей влияния естественных и техногенных факторов на гидрогеологический режим водоносных горизонтов, развитых в грунтах на территории 203 квартала, занимающего площадь около 0,4 км^2, была сформирована наблюдательная сеть, состоящая из четырех спаренных гидрогеологических и геотермических скважин. На стадии выбора и обоснования местоположения каждой точки бурения был проведен анализ геоморфологической обстановки до начала гидронамыва территории и выполнено мерзлотно-

гидрогеологическое районирование таликовых вод. Были выделены зона засыпанных старичных озер, зона карьера и зона увалов. Две из наблюдательных скважин (скв. 2 и скв. 4) заложены на участках реликтовых подозерных таликов, две другие (скв. 1 и скв. 3) – в местах погребенных увалов. Глубина гидрогеологических скважин определялась исходя из мощности талика с заглублением в многолетнемерзлые породы не менее чем на 0,5 м. В скважинах в 2014– 2015 гг. проводились режимные наблюдения за уровнем и химическим составом подземных вод с периодичностью 1– 2 раза в месяц.

Результаты буровых работ и измерений температуры пород в геотермических скважинах показали высокую отепленность всего намытого массива песков. На всех участках при бурении скважин обнаружены надмерзлотные талики. Мощность сезоннопромерзающего слоя пород над ними изменяется от 3,8 до 5,0 м. На участках погребенных увалов талые породы прослеживаются до глубины 13,5– 14,8 м. Водоносный горизонт приурочен к самой нижней части намывных грунтов и верхней части подстилающих их среднезернистых песков естественного сложения, мощность его в конце зимы составляет 4,5– 5,0 м. В местах засыпанных старичных озер подошва таликов залегает на глубине 17-22 м, а мощность водоносного горизонта достигает 8– 10 м [4]. Водовмещающие отложения представлены в верхней части техногенными грунтами (среднезернистыми песками, с мелкой галькой), в средней и нижней – среднезернистыми песками естественного сложения.

По данным режимных гидрогеологических наблюдений, с октября до середины мая в скважинах прослеживался устойчивый спад уровня подземных вод со скоростью 0,002 м/сут (рис.). В конце зимнего воднокритического периода зеркало грунтовых вод залегало на 4,7– 5,7 м выше меженного уровня воды в р. Лене. В период паводка, который на р. Лене наступил в первой декаде мая, после выравнивания уровней речной воды и воды в скважинах, возник подпор грунтовых вод. В результате разгрузка последних в реку прекратилась и началось питание подземного водоносного горизонта поверхностными водами р. Лена. Скорость передачи гидростатического давления от реки через грунты до наблюдательных скважин в период пика паводка составила 33– 39 м/сут. Фильтрация речных вод в песчаный массив вызвала подъем уровня подземных вод во всех скважинах. Скорость этого повышения значительно превысила темп его понижения в предшествующий зимний период и была неравномерной в плане и во времени. Аналогичная зависимость была установлена и для территории 202 микрорайона г. Якутска [3, 5]. В 2015 г. в пределах 203 квартала на участках погребенных подозерных таликов скорость повышения зеркала подземных вод была в два раза выше, чем по другим скважинам и составила 0,10– 0,12 м/сут. По мере уменьшения гидравлического градиента постепенно снизилась и скорость подъема уровня воды в скважинах: от 0,03– 0,05 в конце мая до 0,02 м/сут в конце июня.

В скважинах, расположенных на участках погребенных увалов, в мае – начале июня подъем уровня подземных вод прослеживался со скоростью 0,05 м/сут. Далее в течение июня скорость насыщения намывных грунтов речными водами понизилась до 0,01– 0,02 м/сут. Период, когда подземные воды находись в условиях подпора, составил 34 дня. С начала июля после устойчивого понижения уровня р. Лены началось медленное осушение грунтов. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод, которая характеризует размеры восполнения запасов подземных вод на период их питания, составила в среднем 2,46 м. Естественные ресурсы подземных вод на территории 203 квартала ориентировочно равны 3700 м^3/сут.

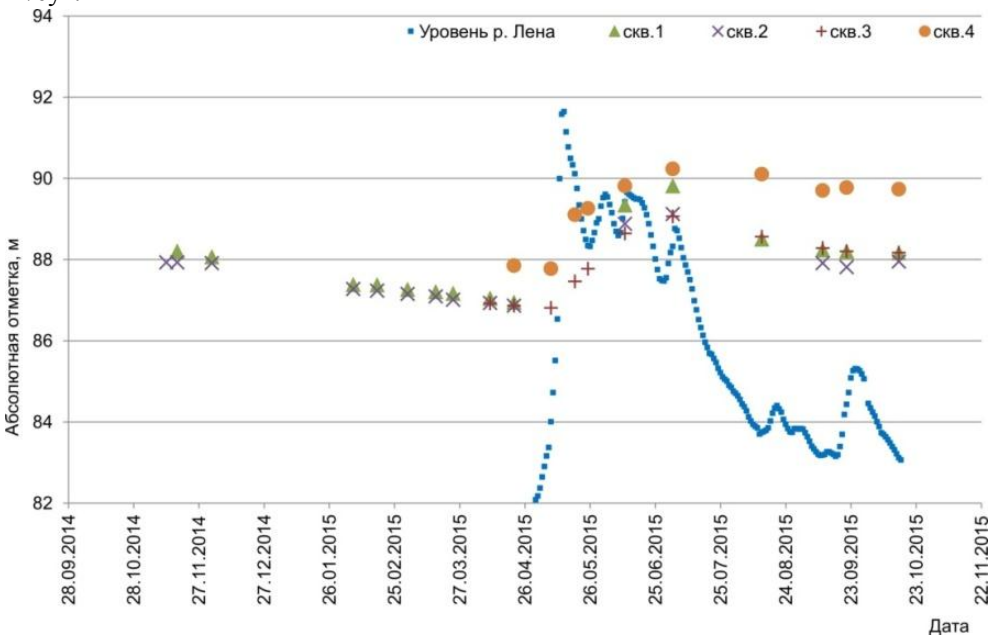


Рис. Изменение уровня подземных и поверхностных вод на территории 203 квартала г. Якутска.

В целом, близкие отметки залегания уровня подземных вод и синхронность их изменения на разных участках территории 203 квартала, косвенно свидетельствуют о наличии здесь единого водоносного горизонта. В зимний период подземные воды циркулируют в грунтах естественного основания намывной территории. В паводок в условиях подпора речная вода поступает в водоносный горизонт и начинается насыщение намывных грунтов снизу. Летом при устойчивом понижении уровня воды в р. Лене наблюдается уменьшение мощности водоносного горизонта. Относительно быстрее осушаются намывные грунты, которые обладают высокой водоотдачей. В осенне-зимний период фильтрация воды к реке происходит в более уплотненных песках естественного сложения, в

которых встречаются супесчаные прослои. Поэтому скорость осушения водоносного горизонта снижается.

Результаты гидрохимических исследований также подтверждают тесную взаимосвязь подземных вод с речными. Для поверхностных вод р. Лены характерно изменение химического состава в зависимости от времени года. В весенне-летний период, когда питание реки осуществляется преимущественно за счет таяния снега и жидких атмосферных осадков, минерализация ее воды составляет 50 – 100 мг/л, с преобладанием в ионном составе гидрокарбонатов кальция [2]. В конце лета содержание растворенных веществ увеличивается до 170– 180 мг/л, а в декабре составляет уже 300 – 500 мг/л [1]. В ионном составе повышается роль хлоридов и сульфатов натрия. Наиболее высокие значения минерализации воды в протоках, как и в главном русле р. Лены, отмечаются в конце зимнего периода, когда река питается только за счет разгрузки подземных вод. В это время минерализация поверхностных вод составляет на фарватере 600-700 мг/л, а в протоках у г. Якутска достигает 800 мг/л. По химическому составу вода в р. Лене становится хлоридно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой.

На территории 203 квартала г. Якутска подземные воды имеют химический состав, близкий к составу вод подруслового талика под р. Леной и речной воды в зимний период. По химическому типу это хлоридно-гидрокарбонатные смешанные по катионам (с преобладанием натрия) воды. Минерализация подземных вод непостоянна в течение года. Максимальные ее величины (0,6– 0,8 г/л) отмечаются в марте– мае. В весенне-летний период снижение минерализации подземных вод до 0,4– 0,5 г/л на фоне повышения их уровня свидетельствует о поступлении в намывной массив более пресных паводковых вод р. Лены. В разрезе распределение минерализации носит характер стратификации: более низкая соленость воды характерна для верхних водоносных слоев, в нижних частях талика содержание растворенных веществ в воде увеличивается без изменения ее химического типа.

Таким образом, полученные данные о гидрогеологических, гидрохимических и геотермических условиях 203 квартала подтверждают тесную взаимосвязь подземных вод с поверхностными водами р. Лены. В период паводка в результате подпора через погребенные подозерные талики происходит фильтрация речной воды в намывной массив. С мая по июль наблюдается повышение уровня грунтов вод. Затем происходит медленное обезвоживание грунтов. Постоянное движение воды в массиве грунтов приводит к тепловому эффекту, препятствующему многолетнему промерзанию пород. В заключение отметим, что представленные наблюдения лета 2015 г. и произведенные по ним расчеты приходятся на аномально низкий летний уровень в р. Лене, что не отражает полностью действительного положения рассматриваемой территории. Для выявления особенностей динамики подземных вод в годы с высоким положением уровня реки необходимо продолжить режимные наблюдения по существующим скважинам.

Литература:

1. Анисимова П., Павлова Н.А., Стамбовская Я.В. Химический состав таликовых вод в среднем течении р. Лены // Наука и образование, 2005, № 4. – С. 118-124.

2. Макаров В.Н. Эколого-геохимическая характеристика долины Туймаада // Эколого-геохимические проблемы в районах криолитозоны. Якутск, изд-во ИМЗ СО РАН, 1996 – С. 3-34.

3. Роман Л.Т. Строительство на намывных грунтах в криолитозоне / Л.Т. Роман, А.А. Цернант, В.Л. Полещук, А.Н. Цеева, Н.И. Леванов. - М.: 2008. - 323 с.

4. Shesternev D.M., Zhang R.V., Kuzmin G.P., Shepelev V.V., Pavlova N.A., Popenko F.E., 2014. Industrial and residential construction on hydraulic fill in permafrost regions; problems and prospects // Journal of Engineering of Heilongjiang University, 5(3). Sep. 2014: 100-109.

ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ЭПОХИ ГОЛОЦЕНА И АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЧВ КОНЕЧНЫХ МОРЕН ТЯНЬ-ШАНЯ, ЮЖНОГО АЛТАЯ И САУРА

Поморцев О.А.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Известно, что зарождение и накопление почв определяется многими природными факторами как глобального, так и регионального характера. В условиях горных долин, где наблюдается периодическое усиление динамики экзогенных геологических процессов (гляциальных, флювиальных, склоновых, наледных и др.) почвообразование иногда прерывается, а затем начинается вновь «с чистого листа». Это предает мозаичность почвенному покрову горных долин и делает его привлекательным в качестве объекта для палеогеографических реконструкций.

В середине 1970-х гг. автором [5], а позднее Е.В. Максимовым с сотрудниками [3] была предпринята попытка датирования конечных морен горных ледников при помощи почвы. В основу идеи были положены наблюдения, согласно которым почвы образуются на моренном субстрате сравнительно быстро после освобождения его ото льда. Это было подтверждено лихенометрическими исследованиями молодых морен высокогорий Северного Тянь-Шаня [5]. Несмотря на первоначальный успех в датировании субстратов конечных морен посредством почвы, при более массовом сборе материала, возникла проблема – почвы покрывающие наиболее древние конечные морены лежащие в нижних частях троговых долин показали молодой возраст, в то время как на молодых моренах лежащих выше, в тех же долинах, почвы оказались более древними. Обращаясь к данной проблеме Е.В. Максимов пишет: «… Необходимо отметить, во-первых, высокий динамизм горных почв, проходящих за сравнительно короткие

промежутки времени почти весь ряд развития почв от почв приледниковых районов до лесных почв или даже почв степей; во-вторых, активную геологическую денудацию горных районов и, в-третьих, большую интенсивность вертикальных тектонических движений. Все эти факторы могут активно воздействовать на формирование радиоуглеродного возраста почв, то приближая его к истинному возрасту датируемых субстратов, то отклоняя его в ту или иную сторону» [3, с.37].

Исходя из этих соображений, попробуем уточнить наиболее вероятные причины инверсии почвенных датировок. Для этого обратимся к исходным материалам.

Таблица 1

Абсолютная геохронология почв Тянь-Шаня, Южного Алтая и Саура по [3, 5]

№ точки	Хребет, долина реки	Абс. высота, м; глубина отбора образца, см	Индекс образца; возраст по радиоуглероду, лет
1	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	3250; 25-30	ЛУ - 995; 10430±590
2	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	3285; 35-45	ЛУ- 1395; 6800±120
3	Терскей Ала-Тоо, Чон- Каинды	3240; 20-25	ЛУ -1512; 6230±250
4	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	3100-3150; 40-45	ЛУ -956; 6530±100
5	Киргизский Ала-Тоо, Аламедин	2600; 33-45	ЛУ -921; 6440±180
6	Кунгей Ала-Тоо, Сютбулак	3200; 64-68	ЛУ -1038; 4100±270
7	Чаткальский, Каратоко	2850; 30-40	ЛУ -967; 6080±150
8	Киргизский Ала-Тоо, Аламедин	2400; 80-90	ЛУ -920; 7130±140
9	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	2700; 30-35	ЛУ -957; 4860±120
10	Кунгей Ала-Тоо, Чон-Ак-Суу	2880; 110-115	ЛУ -1449; 4350±130
11	Терскей Ала-Тоо, Чон- Каинды	2865; 45-50	ЛУ -1520; 3900±230
12	Кунгей Ала-Тоо, Сютбулак	2700; 67-70	ЛУ -915; 9130±640
13	Киргизский Ала-Тоо, Кентор	2800-2850; 160-170	ЛУ -951; 8640±450
14	Киргизский Ала-Тоо, Кентор	2800-2850; 160-170	ЛУ -979; 7910±340
15	Кунгей Ала-Тоо, Сютбулак	3000; 63-67	ЛУ -916; 14030±880
16	Кунгей Ала-Тоо, Ак-Суу	2200; 60-70	ЛУ -917; 4020±160
17	Киргизский Ала-Тоо, Кентор	2300; 64-72	ЛУ -952; 8490±130
18	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	2400; 30-35	ЛУ -963; 3010±300
19	Терскей Ала-Тоо, Чон-Кызыл-Суу	2400; 80-85	ЛУ -959; 2910±120
20	Сусамыр-Тоо, Ковюксу (вост.)	2730-2760; 70-80	ЛУ -1394; 2200±30
21	Киргизский Ала-Тоо, Кентор	1990; 32-43	ЛУ -961; 2560±110
22	Киргизский Ала-Тоо, Иссык-Ата	1800; 20-25	ЛУ -949; 800±40
23	Терскей Ала-Тоо, Чон - Каинды	2250; 30-35	ЛУ -1515; 6160±260
24	Саур, Бокан	2450-2500; 40-50	ЛУ -1452; 2320±70
25	Саур, Бокан	2340; 70-80	ЛУ -1451; 3270±90
26	Саур, Мустау	2400-2470; 40-50	ЛУ -1453; 3540±70
27	Курчумский, Курчум	2200; 110-120	ЛУ -1507; 4410±200
28	Сарым-Сакты, Становая	1950; 65	ЛУ -1379; 3670±130
29	Курчумский, Курчум	2060-2080; 50-65	ЛУ -1505; 2330±170
30	Курчумский, Тополевка	1900-1920;	ЛУ -1383; 175±60
31	Сарым-Сакты, Становая	1840; 77-87	ЛУ -1386; 2050±190
32	Белуха, Черная Берель	1990; -	ЛУ -1387; 3470±80
33	Сарым-Сакты, Сарым-Сакты	1200-1250; 78-88	ЛУ -1378; 4750±100
34	Южный Алтай, Арасан-Каба	1690-1700; 65-70	ЛУ -1455; 2510±120

В таблице 1 представлены 34 радиоуглеродные датировки почв сформировавшихся на конечных моренах трех горно-ледниковых районов: Тянь-Шаня – 23 датировки (68%) от общего количества дат; Южного Алтая – 8 датировок (23%); Саура – 3 датировки (9%). Высотный диапазон представленных датировок охватывает 2000 м – от абс. отметки 1225 м (Сарым-Сакты, Алтай) до 3285 м (Терскей Ала-Тоо, Тянь-Шань). На Тянь-Шане датировками охвачены три высотных ландшафтных пояса, - степной, лесной и высокогорных альпийских лугов. Временной диапазон датировок составляет почти 14 000 лет – от 175±60 лет назад (ЛУ-1383) – минимальная из полученных дат, до – 14 030±880 лет назад (ЛУ-916) – максимальная. Таким образом, представленные датировки охватывают конец позднего плейстоцена и весь голоцен включая похолодание Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) XII-XIX вв.

В ландшафтном отношении большая часть датировок из таблицы 1 (21 определение из 34) – 61,8% приходится на лесной пояс. При этом 11 дат (32,4%) получены для нижней части этого пояса. На верхнюю часть приходится 10 дат (29,4%). Восемь определений – около 23,5% дат получены для степного пояса (абс. отметки подножия морен – 1200 – 1990 м). Из них две даты (около 6%) приходятся на Тянь-Шань. Остальные 6 относятся к Южному Алтаю. Пять определений (14,7%) приходятся на альпийское высокогорье с абс. отметками от 3000 до 3250 м.

Конец позднего плейстоцена, ранний (PB, BO) и средний (ранняя атлантика) голоцен в диапазоне дат от 14 000 до 7000 лет характеризуется семью радиоуглеродными датировками пять из которых (71% от выборки) приурочены к конечным моренам лежащим в поясе альпийских высокогорий и верхней части лесного пояса на абс. отметках от 2700 до 3250 м. Две даты из Киргизского хребта имеющие аналогичный возраст (ЛУ-952; 8490±130 лет, долина Кентора и ЛУ-920; 7130±140 – долина Аламедина) определены для морен с абс. отметками 2300 –2400 м лежащими ниже оптимума лесного пояса.

Почвы средней атлантики возрастом от 6080±150 (ЛУ-967) – до 6800± 120 лет (ЛУ- 1395) характеризуются шестью радиоуглеродными датировками пять из которых (83% выборки) лежат в высокогорье – от 2600 до 3285 м. При этом три из пяти дат (60% выборки) получены для отметок более 3100 м. Две датировки относятся к верхней части лесного пояса - 2600 и 2850 м и только одна дата (ЛУ - 1515; 6160±260 лет) лежит между оптимумом еловых лесов и нижней границей леса (2250 м). По поздней атлантике не получено ни одной датировки.

На первую половину субборилального периода (SB) – в диапазоне дат от 4020±160 лет (ЛУ-917) до 4860±120 лет (ЛУ-957) приходится шестью радиоуглеродных датировок. Половина из них относится к поясу альпийского высокогорья и верхней части лесного пояса (3200 м, 2880 и 2700 м). Две датировки приурочены к нижней части лесного пояса (2200 м) и только одна – из Южного Алтая – к степному (1225 м).

Поздний суббореал так же характеризуется шестью радиоуглеродными датировками с возрастом от 3010 до 3900 лет. Две даты получены по моренам Южного Алтая, две по моренам Саура и две по моренам Тянь-Шаня. Наиболее низко морены несущие почвы этого возраста залегают на Южном Алтае – 1950 и 1990 м. В Сауре они находятся на отметках 2340 и 2450 м. На Тянь-Шане, в Терской Ала-Тоо одна морена лежит в зоне близкой к оптимуму лесного пояса, вторая – у верхней границы леса на отметках 2400 и 2850 м соответственно.

На субатлантический период (SA), позднего голоцена приходится девять дат – от 175 до 2910 лет сконцентрированных в диапазоне высотных отметок от 1800 м (долина Иссык-Ата, Киргизский хребет), до 2750 м (долина Сусамыр, Киргизский хребет). Четыре даты (44,4% выборки) приурочены к лесному поясу с абс. отметками – 2050 – 2750 м. Пять дат (55,6%), с отметками 1800 – 1900 м относятся к поясу степей. Две наиболее молодые даты из данной выборки сопоставляются с началом и окончанием МЛЭ – 800±40 лет назад (ЛУ-949) и 175±60 лет назад (ЛУ-1383) соответственно. Таким образом, выполненный анализ показал, что наиболее древние радиоуглеродные даты почвенного покрова конечных морен (поздний плейстоцен – ранний голоцен) были получены для высокогорий Терскея и Кунгея. «Осколки» этих древних почв были обнаружены так же в долинах Киргизского хребта на абс. отметках 2300 – 2400 м. Более 80% датировок почв атлантического периода, так же приурочены к высокогорной зоне, в то время как даты следующего за атлантикой – суббореального времени – только на треть. В субатлантическое время только четверть датировок приходятся на верхнюю часть лесного пояса. При этом самые молодые почвы морен тяготеют к нижней части лесного и отчасти к степному поясу.

Чем же можно объяснить «обратную» зональность возраста почв конечных морен относительно их высотного положения? Если обратиться к истории голоцена Тянь-Шаня, а именно по Тянь-Шаню мы располагаем наиболее полным «набором» почвенных дат, то согласно палеогеографическим реконструкциям [1, 2, 4] климатические условия голоцена здесь ритмически изменялись. Конец позднего плейстоцена, ранний и средний голоцен – до середины атлантического периода, характеризуются достаточно теплым и сухим климатом, когда динамика флювиальных и гляциальных процессов вероятнее всего была ослаблена. Около 6000 лет назад в середине атлантического времени проявилась первая волна похолодания и повышения увлажненности климата продолжавшаяся около 1000 лет. Следующая за ней холодная и влажная фаза климата проявилась после теплого и сухого интервала имевшего место от 5000 до 3000 лет назад. Она развивалась так же не менее 1000 лет – от конца суббореала до границы первого и второго тысячелетий субатлантики. После небольшого ослабления в динамике похолодания связанного с потеплением средних веков (малый климатический оптимум) похолодание возвратилось вновь охватив большую часть последнего тысячелетия. Оно было более глубоким нежили предыдущие и, проявилось в наступании горных ледников Малой ледниковой эпохи.

Сопоставляя нашу геохронологическую шкалу почвенного покрова конечных морен, преимущественно по Тянь-Шаню и, основные события голоцена Тянь-Шаня по данным палеогеографических реконструкций [1, 2, 4] можно видеть, что развитие почв позднего плейстоцена, раннего и среднего голоцена совпадает с продолжительной сухой и теплой фазой климата сопровождавшейся, по-видимому общим ослаблением процессов денудации и водной эрозии в горных долинах. Во время прохладных и влажных фаз периодически возникавших по ходу развития климатической волны напротив, происходило усиление процессов сноса рыхлых отложений, разрушение почвенного покрова, особенно на нижних этажах трогов горных долин, где флювиальные процессы обладали наиболее мощной потоковой энергией. Исключение представляет только холодно-влажная фаза второй половины суббореального (3-е тысячелетие) периода на фоне которой происходило активное заложение почв в зоне лесного пояса и низкогорий. Похоже, что данная холодная волна, как и похолодание МЛЭ была суровие предыдущих, что вероятно не способствовало, по ходу ее развития, ощутимому усилению флювиальной денудации на верхних этажах троговых долин.

Литература:

1. Алешинская З.В., Мельникова А.П., Поморцев О.А. Абсолютная хронология изменчивости общей увлажненности бассейна озера Иссык-Куль во второй половине голоцена //Гидрометеорологический режим и динамика озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1985. – С. 37-49.

2. Баков Е.К., Мельникова А.П., Поморцев О.А. Динамика нивально-гляциальной системы Иссык-Кульской котловины //Морены – источник гляциологической информации. М., Наука. – 1989. – С. 202-214.

3. Максимов Е.В., Михайлов Н.Н., Козырева М.Г., Свистунов Е.Е. Конечные морены и радиоуглеродный возраст почв Тянь-Шаня, Южного Алтая и Саура //Вестник Ленинградского университета. 1987. Сер. 7. Вып. 1(7). – С. 28-37.

4. Мельникова А.П. Изменение климата на Тянь-Шане в голоцене и проблема использования спорово-пыльцевых спектров гор Центральной Азии // Известия РАН. Серия географическая, 2015. – С.83-98.

5. Поморцев О.А. Ледники Южного склона хребта Кунгей Ала-Тоо как индикаторы изменчивости природных условий //Автореф. канд. дисс. Ленинград. – 1980. – 27 с.

ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА И ВЕКОВОЙ ЦИКЛ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Поморцев О.А[1]., Поморцева А.А[2]

[1] *Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

[2]Санкт-Петербургский Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

Глобальное потепление климата, сменившее похолодание малой ледниковой эпохи (МЛЭ) в первой четверти XIX столетия к настоящему времени не снижает

темпов своего развития, особенно в Якутии, где на рубеже XX – XXI вв., температура поднялась на 2,5 °С относительно похолодания МЛЭ (рис. 1). Для всей Земли рост среднегодовой температуры от МЛЭ к современному потеплению составил только 1,1 °С (см. рис. 3, нижняя часть).

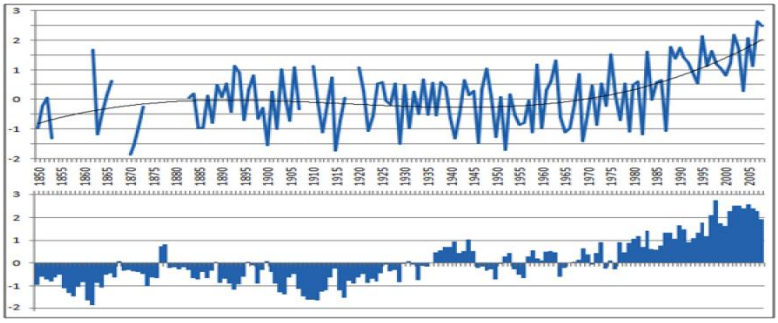


Рис. 1. Ход среднегодовых температур XIX-XXI вв. в Якутске (вверху: данные ГМС Якутск, 1850-2009 гг.) и на земном шаре (внизу: данные School of environmental-sciences, climatic research hunit, University of East Angle, Norwich, UK: 1850-2009 гг., нулевая линия – значение средней температуры в Северном полушарии в XX столетии, 15,08°С).

Выявленные более чем вдвое опережающие темпы развития потепления в Якутии расположенной на фундаменте вечной мерзлоты следует рассматривать как угрозу для нашего дальнейшего благополучия. В настоящее время не существует не только ни одного надежно обоснованного прогноза о поведение многосотметровой толщи мерзлоты при развивающемся потеплении, но и надежного обоснования самого тренда потепления. Мнения даже ведущих специалистов разделяются вплоть до противоположных точек зрения. Одни предсказывают на ближайшие десятилетия глобальное потепление со «всемирным потопом», другие – таких же масштабов похолодание с наступлением новой ледниковой эпохи [1]. Именно поэтому представляет интерес обсудить проблему потепления и перспективы его развития в будущем.

Из многочисленных теорий происхождения современного потепления выделяется концепция связи потепления с режимом солнечной деятельности. Широкое обобщение по этой проблеме, в основном по материалам потепления 1930-хгг. было сделано М.С. Эйгенсоном [3]. Резюмируя результаты исследования причин потепления М.С. Эйгенсон, в частности пишет: «…первопричина некоторых послеледниковых теплых «сезонов» – равно как и всех других палеоклиматически аналогичных им теплых «сезоннов» – может или должна быть та же, что и у современного потепления. А эта первопричина ныне уже достаточно хорошо известна. Она состоит в усилении солнечной активности».… «Холодные же общепланетарные палеоклиматические «сезоны» являются, вообще говоря, лишь циклически неизбежной противофазой для соответствующего теплого «сезона» в данном климатическом цикле. Следовательно, геофизической причиной

холодных палеоклиматических «сезонов» могут быть эпохи длительных отрицательных аномалий энергии циркуляции атмосферы, а космической первопричиной этой отрицательной аномалии земных циркуляций и климата – аналогичная отрицательная солнечных циркуляций и «климата», т.е. падение солнечной активности» [3, с. 246].

Для исследования отклика потепления в Якутске на изменчивость режима солнечной активности мы вычислили и сопоставили линейные тренды значений среднегодовой температуры приземной атмосферы по репрезентативному ряду ГМС Якутск и чисел Вольфа в масштабах последнего векового цикла солнечной активности (СА) охватившего большую часть XX столетия (рис. 2.).

Из рис. 2, видно, что линейные тренды значений среднегодовой температуры в Якутске и чисел Вольфа по ходу векового цикла СА достаточно близки. Тренды температуры лишь не на много отстают от трендов СА. В то же время, судя по непосредственным ходам кривых значений температуры и чисел Вольфа, главные волны потепления проявились в начале и конце векового цикла совпавших с началом и концом XX столетия, в то время как вприод максимума цикла – в 1957 г., напротив,проявилось значительное похолодание (см. рис. 2 и рис.3).

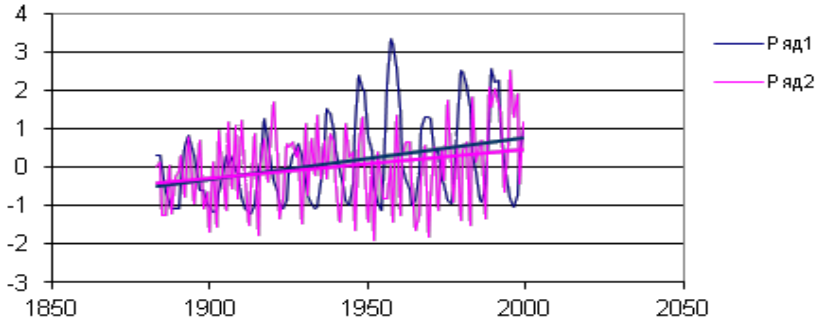


Рис. 2. Ход значений среднегодовой температуры в г. Якутск и чисел Вольфа (Цюрих) и их линейные тренды за более чем вековой период.
Ряд 1 – кривая чисел Вольфа, ряд 2 – среднегодовых температур в Якутске

Из рис. 3. видно, что причины похолодания в середине прошлого столетия связаны с ослаблением циркуляции атмосферы в Северном полушарии проявившимся во время максимума СА 1957 г. Похолодание развилось на переходе глобальной циркуляции атмосферы от зонального типа к более эффективному, – меридиональному (см. рис. 3а).

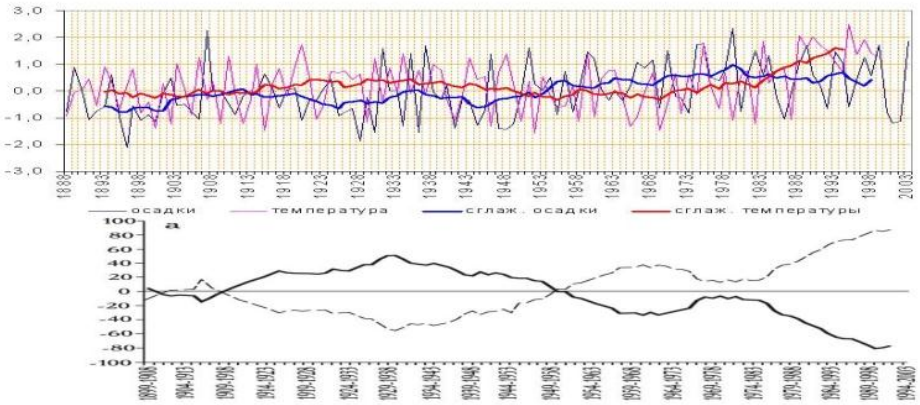


Рис. 3. Ходы зональной (сплошная линия) и меридианной (пунктир) атмосферной циркуляции в Северном полушарии (а) и среднегодовой температуры и атмосферных осадков на ГМС Якутск в масштабах векового цикла СА

Таким образом, особенность отклика потепления на режим векового цикла солнечной активности аналогична ранее подмеченной А.Л.Чижевским [2] для 11-летнего цикла: два максимума усиления динамики процессов на ветви подъема и спада цикла следующих за минимумом и максимумом.

Учитывая общую тенденцию к усилению режима СА за последние три сотни лет, на сегодня нет основания ожидать перехода к глобальному похолоданию, однако возвраты холодов вполне вероятны при резких усилениях либо ослаблениях СА по ходу вековых циклов.

Литература:

1. Алексеев Д. США: прогноз глобального потепления на столетнюю перспективу. Аккумулятор Новостей, 2005, NEWSinfo.ru

2. Чижевский А.Л. Земное эхо Солнечных бурь. М. – 1973. 349 с.

3. Эйгенсон. М.С. Солнце погода и климат.Л.- Гидрометеоиздат, – 1963. 273 с.

ГЕОСИСТЕМНЫЙ ПОДХОД В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Попов В.Ф.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В науках о Земле наблюдается значительное разнообразие исследуемых ею объектов, что определяется не только пространственно-временными аспектами, но и фундаментальными различиями свойств составляющего их вещества и его динамики. Соответственно наблюдается широкая дифференциация наук изучающих Землю по разным направлениям, изучающим разнообразные сущности объектов: пространственные, временные, физические, химические, эволюционные,

прикладные и т.д. С точки зрения философии наибольшее гносеологическое значение придается понятиям материя, пространство, время, движение. Пространство рассматривает структурная геология, география, время – стратиграфия, палеогеография, движение – геотектоника, гидрогеодинамика, геодинамика, а материю Земли на разных уровнях ее организации изучают литология, геохимия, геофизика, минералогия и другие дисциплины.

Современная наука в настоящее время вступает в качественно новый этап развития, связанный с информационными технологиями, новыми приборами и освоением огромной массы фактического материала. Все чаще используется понятия комплексного исследования и интеграции, появляются новые знания на стыке различных наук. Одной из основных парадигм современной науки являются понятия система и системный анализ. Таким образом, в науках о Земле достаточно широко используется понятие геосистема и его производные, например гидрогеологическая система.

Системный подход появился в качестве реакции на необходимость решения сложных проблем в научно-познавательной и практической деятельности. Его основоположником считается австрийский ученый Людвиг фон Берталанфи, который опубликовал в 40-е годы «Общую теорию систем», однако основные положения этой теории были сформулированы А.А.Богдановым в книге «Тектология» в 1912 году [2]. Наиболее конструктивной из направлений системных исследований считается системный анализ, который впервые появился в работах корпорации RAND в 1948 г., который стал известен в отечественной литературе после перевода книги С.Оптера «Системный анализ деловых и промышленных проблем» в 1969 г. [7]. После данной работы появилось много отечественных исследований в области системного анализа [2], началось ее использование в науках о Земле, следует отметить, что определенные принципы анализа геосистем положили работы В.И.Вернадского. В 1978 г. вышла монография Виктора Борисовича Сочавы «Введение в учение о геосистемах» [8], в настоящее время Александр Николаевич Ласточкин создает общую теорию геосистем, применительно ко всем геобразованиям (геокомпонентам, геокомплексам, экосистемам и географическим полям). Системный подход в последние годы стал широко использоваться в геологических науках, в том числе гидрогеологии и геокриологии [1, 3, 5].

Многие разделы геологии носят описательный характер, широко используются качественные методы, объективная сложность предмета исследования трудно поддается математизации. При этом широко внедряется терминологический аппарат, даются названия геологическим и географическим сущностям. Однако, что произойдет, если все геологические и географические объекты «превратить» в геосистемы? Например, Анабарский криогеологический массив или Оленекский криоартезианский бассейн [6] есть объекты реально в природе существующие, выделенные в традициях отечественной гидрогеологической школы согласно

терминологии региональной гидрогеологии, в отличие от Анабарской криогидрогеологической системы или Оленек-Мархинской криогидрогеологической системы. Если брать аналогию, то все предприятия или организации (будучи системами) не получают индивидуального названия с «приставкой» система. Более того в системном анализе часто предполагается, что система существует лишь в сознании исследователя, конструктора, наблюдателя. В определениях системы присутствует понятие цели в явном виде. Особую сенсацию вызвал тот факт, что в определение системы наряду с элементами, связями, целями включили наблюдателя, т.е. лицо, представляющее объект или процесс в виде системы при их исследовании или принятии решения: «Система есть отражение в сознании субъекта (исследователя, наблюдателя) свойств объектов и их отношений в решении задачи исследования, познания» [2]. Таким образом, в ближайшее годы необходимо ожидать критический анализ понятия геосистема и появления новых работ в направлении системного анализа в науках о Земле.

Литература:

1. Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции / СВ. Алексеев ; науч. ред. чл.-кор. Е.В. Скляров ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры. - Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2009. - 319 с.

2. Волкова В. Н. Теория систем и системный анализ : учебник для академического бакалавриата / В. Н. Волкова, А. А. Денисов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Издательство Юрайт, 2015. – 616 с.

3. Дмитриевский А.Н. Избранные труды: в 7 т./ Т.1: Системный подход в геологии: теоретические и прикладные аспекты. – М. : Наука, 2008. – 454 с.

4. Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (Геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб.: Изд-во НИИХ СПбГУ, 2002. – 762 с.

5. Мельников, В.П. Криогенные геосистемы : проблемы исследования и моделирования / В.П. Мельников, А.Н. Хименков, А.В, Брушков и др. ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-иие, Ин-т криосферы Земли. – Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2010. – 390 с.

6. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 191 с.

7. Оптер С. Системный анализ для решения деловых и промышленных проблем. – М.: Изд-во «Советское радио», 1969 – 69 с.

8. Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах. — Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978. – 319 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ АРКТИЧЕСКОГО ИННОВАЦИОННОГО ЦЕНТРА В Г. ЯКУТСКЕ

Самырова А.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В последнее время в практике градостроительства усилилось внимание к повышению плотности городской застройки, в том числе и на территории г. Якутска. Одним из таких участков является 67 квартал, в котором доминируют объекты Северо-Восточного федерального университета. В настоящее время здесь планируется строительство двух корпусов Арктического Инновационного Центра СВФУ (АИЦ) по адресу Кулаковского 46 (рис. 1). Большая часть территории квартала характеризуется не простыми инженерно-геологическими условиями. В качестве осложняющих элементов выступают участки засоленных грунтов и примесей органического происхождения.

Инженерно-геологические изыскания под строительство корпусов АИЦ были проведены МИП «Арктик-Бур» с октября по ноябрь 2014 г. при участии автора и ООО «Геостройпроект» в феврале 2013 г. Анализ этих материалов послужил основанием для настоящего сообщения.

Первый участок с востока ограничивает 4-х этажный жилой дом (ул. Кулаковского, 44), с юга – 1-ый и 2-ый корпуса АИЦ СВФУ (Кулаковского 46), с севера вдоль площадки участка проходят трассы, теплоснабжения, канализации, кабели электроснабжения и линия электропередач. Второй участок находится западнее первого (см. рис. 1).

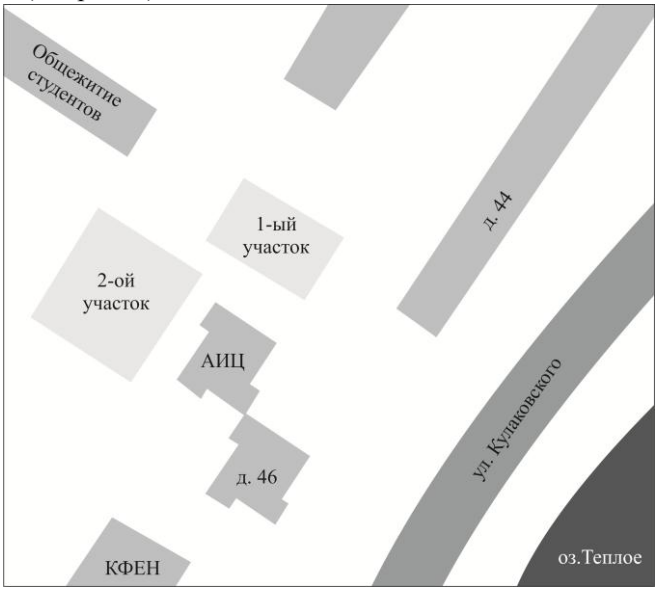


Рис. 1. Схематический план опытных участков

В геоморфологическом отношении квартал приурочен к первой надпойменной террасе р. Лена. Поверхности площадок ровные, их абсолютные отметки колеблются от 97,02 до 98,30 м Б.С.

В геологическом отношении участки до глубины 10,0 м сложены верхнечетвертичными отложениями. С поверхности эти отложения перекрыты современным техногенным слоем, представленным насыпными грунтами мощностью от 0,2 до 0,8 м.

Под насыпным слоем до глубин 0,6 – 3,1 м залегает толща глинистых грунтов. Ниже залегают прослои суглинков и супесей мощностью до 1,3 м подстилающиеся песками пылеватыми, мелкими и среднезернистыми прослеживающимися до границы исследованной глубины – 10,0 м.

Мощность слоя сезонного оттаивания для данных участков, согласно расчетам по СНиП 2.02.04-88 [2] составляет 2,8 м. Одним из осложняющих элементов на участках является засоленность грунтов, распространенная повсеместно. Согласно лабораторным исследованиям в слое глинистых грунтов D_{sal} составляет 0,208 ÷ 0,276 %, а в пылеватых песках, реже в песках мелких и средних D_{sal}= 0,05 ÷ 0,156%. Температура начала замерзания этих грунтов согласно расчетам по СНиП2.02.04-88 [2], в зависимости от концентрации порового раствора, достигает минус 0,8 °С.

Содержание органических включений, в виде примеси растительных остатков согласно по ГОСТ 25100-2011 [1] встречаются в основном в супесях. Количество включений по лабораторным данным достигает: I_{om}= 0,05 ÷ 0,08 д.ед., в пылеватых и мелких песках I_{om}= 0,03 ÷ 0,07 д.ед.

Термический режим многолетнемерзлых грунтов относительно стабильный. Замеренные значения температур на глубине 10 м составляют от минус 1,6 °С до минус 2,6 °С. На втором участке на глубине 4,0 метра была зафиксирована положительная температура +1,3 °С приуроченная к канализационному коллектору, оказывающему отепляющее воздействие.

Таким образом, главным осложняющим элементом обоих участков выступает засоленность грунтов основания, а также отмеченные на втором участке талые грунты на глубине 4 м. Учитывая выявленные особенности инженерно-геологических условий участков, представляется необходимым дополнительные геофизических исследования участков на предмет наличия криопэгов. Кроме того, эксплуатация объектов 67 квартала должна сопровождаться с мониторинговыми наблюдениями за состоянием грунтов основания, прежде всего в области деятельного слоя, где на возможно образование криопэгов – которые могут ослабить несущую способность грунтов.

Литература:

1. ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация. Межгосударственный стандарт. М., 2013. 60 с.

2. СП 25.13330.2012 (актуализированная редакция СНиП 2.02.04-88) Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: ОАО«ЦПП», 2013. 162 с.

ОСОБЕННОСТИ МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ.

Семерня А.А. Гагарин Л.А. Бажин К.И.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

На территории Центральной Якутии, на правобережье реки Лены существует целая серия, крупнодебитных наледообразующих источников. Выходы подземных вод расположены у подножья четвертой надпойменной (бестяхской) террасы. Разгрузка осуществляется в виде сконцентрированных источников восходящего и нисходящего типа. Родники приурочены к межмерзлотным водоносным горизонтам, питание которых осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков через подозерные и субаэральные талики, получившие широкое распространение на площади бестяхской террасы. Величина естественных ресурсов межмерзлотных водоносных горизонтов оценена по величине родникового стока и достигает 50 тыс.м^3/сут [4]. Подземные воды циркулируют в мелко и среднезернистых песках бестяхской террасы, захватывая на отдельных участках коренные отложения кембрийского и юрского возрастов. Кровля водоносных горизонтов залегает на глубинах от 10 до 50 м, мощность их варьирует от первых десятков до сотни метров.

Центральная Якутия относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых пород с мощностью до 420 м, сквозные талики развиты только под руслами крупных рек и озер [1]. Существование межмерзлотных водоносных горизонтов представляет собой аномалию с мерзлотно-гидрогеологической точки зрения.

На сегодняшний день существует ряд мнений о причинах формирования таликов подобного типа. Одна из теорий заключается в допущении глубокого эпигенетического протаивания дюнных отложений в первой половине голоцена во время бореального оптимума и последующего частичного промерзания сверху во второй половине голоцена [3].

При изучении водоносных таликов в центральном течении р. Вилюя, на тукулане Махатта, В.В. Шепелевым [10] установлено, что подобные водопроявления являются реликтовыми водоносными надмерзлотными таликами субаквального происхождения, сохранению которых до настоящего времени способствуют эоловые процессы.

А.А. Галанин, на основе анализа строения, абсолютного возраста и закономерностей дюнных образований Центральной Якутииипредлагает теорию «криогенно-эолового механизма формирования водоносных межмерзлотных таликов Центральной Якутии», смысл которой заключается в относительно быстром погребении под активными дюнными комплексами надмерзлотных подозерных и подрусловых таликов каргинского термохрона с последующей

консервацией сухими песками [2], характеризующимися крайне низкой теплопроводность [9].

Основной целью выполненных работ, являлось изучение особенностей мерзлотно-гидрогеологического строения бестяхской террасы в области распространения межмерзлотного водоносного горизонта, к которому приурочен круглогодично действующий родник Ерюю.

Источник межмерзлотных вод Ерюю расположен у подножья песчаных отложений бестяхской террасы, по левому берегу р. Тамма, в 12 км от ее устья. Объемы образуемой им наледи достигают 200 тыс.м^3. Средний многолетний осенний дебит (с 1964 по 2014 гг.) источника при 90% обеспеченности составляет 2700 м^3/сут. Разгружающиеся подземные воды имеют стабильный в многолетнем цикле гидрокарбонатный натриевый состав, минерализация их варьирует от 0,2 до 0,7 г/л,а температура постоянна в течение года и составляет 0,2°С. Величина естественных ресурсов водоносного горизонта оцененная по объему наледного питания составляет 893 – 1154 м^3/сут [7]. Пополнение запасов подземных вод происходит таликовые окна развитые под серией озер Эльген, Абага-Кюэль и Босогор, сумарная площадь поверхностного водосбора которых составляет 26,5 км^2 [11].

На рассматриваемой территории межмерзлотный водоносный горизонт не однократно был вскрыт при проведении буровых работ. Между озерами Эльген и Абага-Кюэльего кровля была вскрыта скважиной № 1-07 на глубине 24 м. Глубина выработки составила 30 м, при этом мощность талика не была установлена. Подземные воды на данном участке обладают напором. Пьезометрический уровень установился 2,4 м (рис. 1).

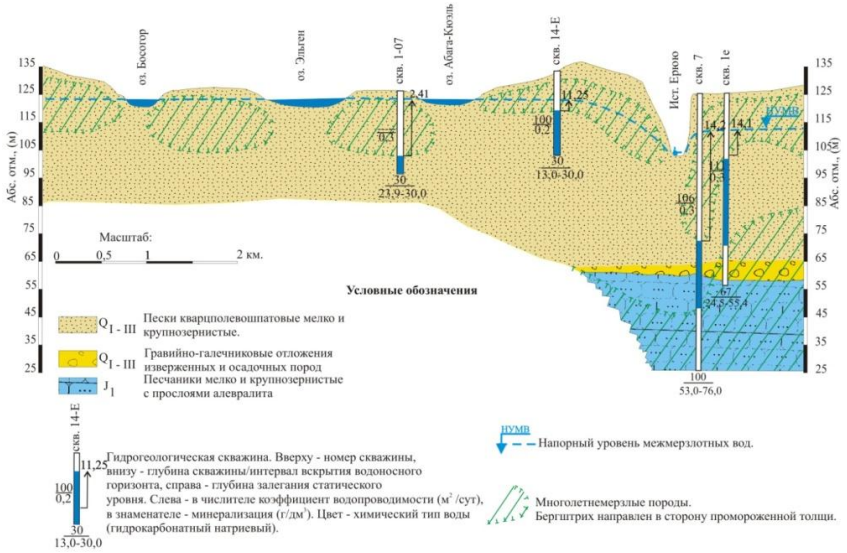


Рис. 1. Мерзлотно-гидрогеологический разрез через область питания, транзита и разгрузки межмерзлотных вод в районе источника Ерюю

В области транзита межмерзлотный водоносный горизонт вскрыт на глубине 13 м (скв. №14 Е). Глубина залегания так же не была установлена при 30 м глубине заложения скважины. Межмерзлотные воды в данной области (транзита) обладают не значительным напором (1,7 м), пьезометрический уровень установился на отметке 11,3 м.

Вблизи области разгрузки водоносный горизонт вскрыт двумя скважинами. В 200 м к северо-востоку от основного участка разгрузки скважиной № 1Е подземные воды вскрыты в интервале 24,5 – 55,4 м. Скважиной № 7, находящейся у самой бровки бестяхской террасы, над основным выходом подземных вод, талик зафиксирован в интервале 53,0 – 76,0 м. Подземные воды на данном участке обладают напором, их статический уровень залегает на отметке 14,2 м от поверхности земли.

Согласно полученным данным буровых работ, кровля водоносного горизонта сложена мелкозернистыми песками. Лишь в области разгрузки в основании талика залегают гравийно-галечниковые отложения четвертичного возраста, а так же мелко и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов юрского возраста.

Так же результаты буровых работ свидетельствуют о локальности распространения исследуемого водоносного горизонта. Три из пробуренных на данной территории скважин, глубиной от 40 до 100 м пройдены в многолетнемерзлых породах. Одна из них (скв. № 2Е) расположена в 1,5 км к северу от источника Ерюю [5], другая (скв. № 5) в пределах водосборной площади озера Улахан-Тенгюте(9.0 км к югу от источника) [6], третья (скв. № 2-12) в 0,8 км к востоку от озера Абага-Кюэль.

На исследуемом участке имеется сеть геотермических скважин расположенных как в области развития межмерзлотного водоносного горизонта так и за его пределами.

На основе геотермических наблюдений установлено, что площадь, в пределах которой развита межмерзлотная таликовая зона существенно отличается по геотермическому состоянию от окружающей территории. Так, вне области развития водоносного горизонта мощность сезонноталого слоя (СТС) изменяется от 2,5 до 5,0 м. Подошва годовых теплооборотов залегает на глубинах от 6,0 до 15,0 м с температурой пород на этих глубинах от минус 0,2°С до минус 0,8°С. [8]. На участках где были вскрыты межмерзлотные воды, мощность СТС совпадает с подошвой слоя годовыхтеплооборотов (5,5 – 6,0 м) где температура грунтов составляет 0,0° – минус 0,2°С. Глубже подошвы СТС, до кровли водоносного горизонта, температура горных породы постоянна и соответствует температуре на подошве нулевых годовых амплитуд.

Для уточнения плановых границ межмерзлотного водоносного комплекса, в области его питания и транзита в 2014 г. сотрудниками ИМЗ СО РАН был проведен комплекс геофизических работ методом геоэлектрической томографии.

В результате интерпретации полученных геофизических данных были получены плановые границы таликовой зоны (рис.2) и сделаны следующие выводы:

– в области транзита межмерзлотных вод обводненная область представляет собой трубообразное тело шириной около 900 м., и обладает сопротивлениями от 30 до 1500 Ом/м. Кровля водоносного горизонта залегает на глубинах от 20 м. до 13 м. Подошву водоносного горизонта методом геоэлектрической томографии не удалось зафиксировать в виду не достаточности длинныэлектроразведочных кос.

– в области питания межмерзлотный водоносный горизонт имеет сопротивления от 30 до 1500 Ом/м и представляет собой трубообразное тело шириной около 500 м. Кровля его залегает на глубинах от 24 до 0 м. Субаэральная таликовая зона на данном участке отмечается в 150 м к востоку от линии простирания озер Эльген и Абага-Кюэль. Подошва водоносного горизонта на данном участке так же не зафиксирована.

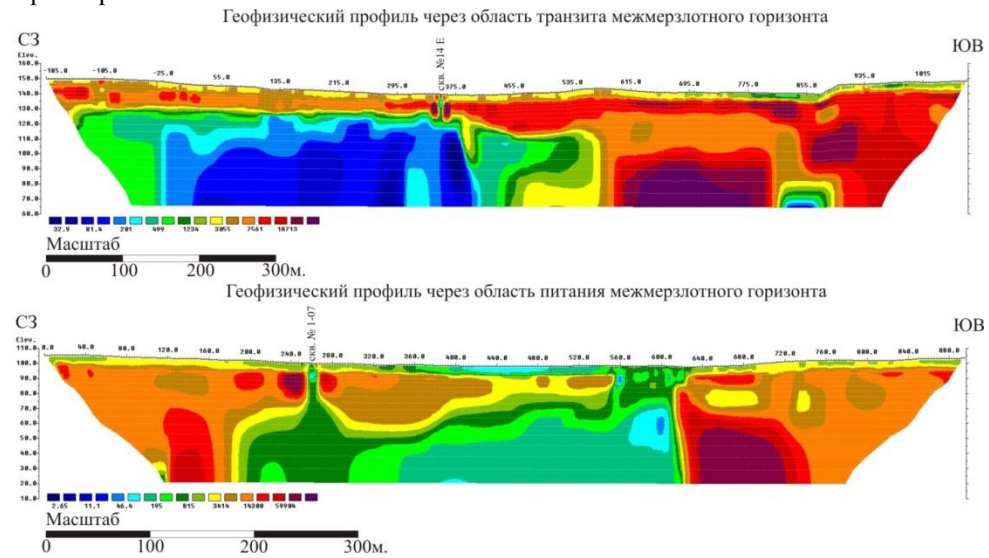


Рис. 2 . Результаты геофизических исследований.

На основе комплекса выполненных исследований подтверждено дискретное распространение межмерзлотного водоносного горизонта в пределах участка исследований. Установлено что глубина залегания кровли водоносного горизонта в пределах данной площади изменяется от 13 до 53 м, постепенно увеличиваясь от области питания к области разгрузки. Подошва талика зафиксирована лишь в области разгрузки подземных вод на глубинах от 55,4 до 76 м. Ширина обводненной зоны изменяется от 500 до 900 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ Проект № 15-45-05053-р_восток_а

Литература:

1. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М., Шепелев В.В., Ломовцева Н.С., Скутин В.И. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы ихиспользования / Отв. ред. Н.П. Анисимова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2003.137 с.

2. Галанин А.А. Криогенно-эоловый механизм формирования водоносных межмерзлотных таликов Центральной Якутии // Материалы XXI Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. 80-84 с.

3. Геокриология СССР. Средняя Сибирь/ [под ред. Э.Д. Ершова]. –М., 1989. – 414 с.

4. Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С. Состав межмерзлотных вод в Центральной Якутии. // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Томск.: Изд-во НТЛ, 2012. с. 162- 165.

5. Пигузова В.М., Анисимова Н.П., и др. Мерзлотно-гидрогеологические и геофизические исследования бестяхской террасы р. Лены. Том 1. Мерзлотно-гидрогеологические исследования / Научно-технический отчет лаборатории подземных вод ИМЗ АН СССР. – Якутск, 1977 г. (фонды ИМЗ СО РАН)

6. Писаренко И.А., Метелев В.И. Бабкина З.А. и др. Изучение гидрогеологических условий заречной группы улусов в целях оценки перспектив и возможностей водоснабжения населенных пунктов за счет подземных вод в пределах листов P-52-XXII, P-52-XXIII, P-52-XXIV /Отчет ГУП РС(Я) «ЯПСЭ» по работам 2002-2006 г.г. Бестях, 2006 г. (Фонды Геоинформ)

7. Семерня А.А., Гагарин Л.А. Оценка реакции межмерзлотных водоносных горизонтов Центральной Якутии на современную динамику климата // Материалы XXI Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. 154-159 с.

8. Семерня А.А. Оценка геотермических условий многолетнемерзлых пород в области развития межмерзлотных водоносных горизонтов на бестяхской террасе // Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции 1-3 апреля 2014 г. Геология и минеральные ресурсов Северо-Востока России / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. – Якутск: издательский дом СВФУ, 2014. – С. 423-428.

9. Шендер Н.И., Бойцов А.В. Тетельбаум А.С. Формирование таликов и высокотемпературных мерзлых пород в условиях Центральной Якутии // Материалы первой конференции геокриологов России. Москва : Изд-во МГУ, 1996. 529-537 с.

10. Шепелев В.В. Родниковые воды Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1897. 128 с.

11. Шепелев В.В., Ломовцева Н.С. Озера криолитозоны бестяхской террасы р. Лены и их взаимосвязь с подземными водами // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. с.106-115.

МЕТОДЫ БИОЛОГИЧЕСКОЙ РЕКУЛЬТИВАЦИИ ПРИМЕНЯЕМЫЕ В УСЛОВИЯХ КРАЙНЕГО СЕВЕРА

Сивцева Н.Е.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Рекультивация земель является составной частью технологических процессов, связанных с добычей полезных ископаемых открытым способом. Рекультивации подлежат нарушенные земли всех категорий, а так же прилегающие земельные участки, полностью или частично утратившие продуктивность в результате отрицательного воздействия нарушения земель.

Теоретические и методологические основы рекультивации нарушенных земель, технология ее проведения представлены во многих трудах специалистов данной отрасли. Но при разработке приемов биологической рекультивации необходимо учитывать, что методы, разработанные для других более южных регионов и даже для европейского Севера, не могут быть эффективны в условиях тундровых ландшафтов Якутии. Это связано с особенностями строения природных экосистем и, прежде всего с наличием мощной сплошной многолетнемерзлой толщи. Так, например, обычно рекомендуемый метод сохранения для последующей рекультивации плодородного слоя, в условиях Севера непригоден из-за незначительной мощности и практически растительного состава (мохово-торфяный слой). Если удается снять почвенно-растительный слой, то при возвращении его надо измельчить, чтобы получить подобие органического удобрения. Однако растительные остатки в тундре могут оставаться в субстрате практически неразложившимися до 20 лет, что снижает удобрительную ценность растительного слоя [1]. По работам Арчеговой И.Б. [2, 3, 4] и сотрудников Института биологии Коми Научного центра УрО РАН методологической основой является принцип системного подхода, т.е. природная экосистема рассматривается как целостное образование, основанное на функциональной взаимосвязи и взаимообеспечении базовых компонентов (структур): растительного сообщества, биокомплекса трансформирующего растительные остатки и продуктивного слоя почв.

На техногенных участках с разрушенным плодородным слоем, но с не измененными ландшафтами и сохраненной минеральной частью почвенного покрова, т.е. площадки линейного и локального воздействия, а так же на отвалах с достаточным количеством мелкозема, обогащенного минимальным содержанием основных питательных веществ, является необходимым создание продуктивного травянистого сообщества из многолетних злаковых трав. Этот прием (залужение) разработан и внедрен в практику сельского хозяйства на европейском Севере России. Залужение опробовано сотрудниками ИПЭС АН РС (Я) под руководством д.б.н. Мироновой С.И. в 2000-2002 г.г. на территории промышленных участков на

руч. Биллях. Разработаны рекомендации использования аборигенных видов растений. Для целей биологической рекультивации на Севере Якутии он рекомендуется как основной для восстановления почвенно-растительных структур экосистемы [5, 6].

В комплексе методов биологической рекультивации в суровых северных условиях исследуемого региона также следует обращать особое внимание на обогащение почвенного субстрата органическим веществом, причем должны быть разработаны экологически обоснованные, технически осуществимые и экономически приемлемые виды удобрений, нормы и способы их внесения.

Вопросы оценки эффективности рекультивации нарушенных земель в условиях крайнего Севера изучались наспецифических тундровых ландшафтах-нанарушенных территориях среднего течения р. Анабар, имеющей особенные климатические условия и строение природных экосистем.

Для постепенного возобновления биоразнообразия близкого к природному биогеоценозу в нарушенных ландшафтах исследуемой территории можно подойти через возобновление биологического оборота органического вещества. С этих позиций сотрудниками Института прикладной экологии Севера в 2004 г. предложен двухэтапный процесс природовосстановления, который предусматривает на первом этапе интенсивный комплекс мер – посев многолетних трав с высокой задерняющей способностьюи применение комплекса удобрений. На этом этапе формирование промежуточного растительного сообщества и адекватной ему почвы стимулирует развитие живого комплекса, восстановление биологического круговорота органического (растительного) вещества.

На втором этапе агротехнический режим снимается, развивается процесс восстановления экосистемы природного типа за счет постепенного внедрения представителей целинных биогеоценозов. Таким образом, чтобы ускорить восстановление необходимо создать благоприятные условия, ускоряющие процесс самовосстановления вторичного зонального биогеоценоза.

В 2006 г. сотрудниками Института прикладной экологии Севера по заданию ОАО «Алмазы Анабара» на участке «Маят» в устье р. Кула на сформированном отвале, с целью разработки научно-обоснованных рекомендаций технического и биологического этапов рекультивации нарушенных земель, заложен опытный участок с использованием разных сортов семян и норм удобрений. Уже по результатам первого и второго года были даны рекомендации агротехнических приемов, которые успешно применяются на практике.

Удовлетворительное развитие посевов в условиях данного региона происходит только при внесении минеральных удобрений. В зависимости от механического состава грунтов, степени нарушенности почвенно-растительного покрова рекомендуются различные дозы внесения удобрений (от 40 до 200 кг д.в. NPK на 1 га) [7]. Рекомендуемая доза удобрений тем меньше, чем больше сохранность почвы и растительности на участке, подлежащем рекультивации.

Опытный участок заложен на левом берегу р. Маят, на участке «Средний», в 50 м вниз по течению р. Маят от устья руч. Кула. Блок разработки № 39, отработка была произведена в 2005 г.

Участок реки выработан, долина реки узкая V-образной формы. Берега крутые, угол уклона <45°. По берегу россыпи крупнообломочного доломита. Отвал находится на вершине крутого берега у кромки. Отвал образован в зимний период 2006 г., проведен горнотехнический этап рекультивации – вершина отвала выровнена. Отвал h = 1,2-1,5 м сложен тяжелосуглинистым и глинистым материалом, крупно- и средне комковатым, темно-серого цвета, плотным с содержанием мелкого и среднего щебня до 2-3%, сильно увлажнен. Местами на поверхности участка отмечены линзы, уходящие в глубину, крупнозернистого речного песка с примесью мелкой гальки. Грунт отвала не вскипает от 10% HCl.

Общая площадь опытного участка 150 м^2, разделён на 25 делян площадью по 6 м^2. Внесение удобрений проводился вручную, поверхностно, с неглубокой заделкой, использовались наиболее часто применяемые и недорогостоящие удобрения: аммиачная селитра – 3 кг/0,015 га (содержит 34% д.в. азота); двойной суперфосфат – 3 кг/0,015 га (содержит 42% д.в. фосфора); калийная соль – 2 кг/0,015 га (содержит 58-60 % д.в. калия).

Применение препарата «Гумат» производства ООО «АгоТехГУМАТ» (г. Иркутск) в условиях притундровых ландшафтов – это первый опыт работ с такими препаратами в условиях сурового, резкоконтинентального климата. Применение гумата оправдано именно для малогумусных почв, т.к. это своего рода природный стимулятор роста и развития растений, содержащий 75-85 % калиевых и натриевых солей гуминовых кислот, стимулирующий развитие всех почвенных микроорганизмов, что способствует интенсивному восстановлению или образованию гумуса в почвах.

По результатам мониторинговых исследований на экспериментальном участке можно сделать следующие выводы: кислотный показатель pH на всех делянах с различными удобрениями имеет комфортную среду pH=7–8. В таблице доступности элементов питания растений (азот, фосфор, калий, сера, кальций, магний, железо, бор, медь, цинк) все элементы находятся в доступной форме.

По азотным компонентам питания, видно крайне быстрое усвоение растениями обменного аммония. В то время как нитраты, для растений являются долгоусваиваемыми для питания. Из этого можно сделать вывод, что засеянное нитратными удобрения отвал не надо будет удобрять каждый год. Достаточно одного раза в два года.

Поскольку подвижный фосфор не возобновляется самостоятельно в климатических условиях Крайнего Севера, его содержание резко упало к 2014 г. Разумеется, фосфорное удобрение (P30) лучше остальных насыщал почво-грунты отвала подвижным фосфором.

По показателям гумуса, отвал был крайне богат им до эксперимента. Это объясняется суровым климатом Крайнего Севера, холод которого играет двойственную роль – с одной стороны он замедляет процессы разложения органики, но с другой стороны консервирует уже разложившуюся органику. Гуматы по многим показателям (проективное покрытие, зеленая масса растений, длина наземной части растений, общее содержание органики в грунтах, pH грунтов) проявили себя в начальном периоде внесения удобрений. В делянах с гуматами наблюдалось быстрое прорастание растений и интенсивный набор растительной биомассы. Но только до 2008 года, в период привнесения удобрений на участок. Далее хорошо себя показали комплексные удобрения (N30P30K30).

По массе растительного покрова, видна стойкая тенденция набора растительной массы в период внесения удобрений (2006-2008 гг.). Потом идет стабилизация и растительная масса в последующие годы держится практически на одном уровне.

Комплексные удобрения хорошо показали себя в период с 2008 по 2014 г.г., т.е. после внесения удобрений, проявляя эффект накопительного действия.

Для быстрого эффекта рекомендательны удобрения на основе гуматов, а для долгосрочного эффекта наиболее подходят комплексные удобрения из расчета с минимальной дозой внесения N30P30K30.

Используя все полученные данные с опытного участка можно сделать прогноз низкой концентрации нитратов, обменного аммония, подвижного фосфора. А кислотный показатель, содержание гумуса и масса растительности останутся на стабильном уровне, с незначительными колебаниями.

Литература:

1. Арчегова И.Б. Восстановление земель на крайнем Севере/Сыктывкар: Коми НЦ УрО Российской АН, 2000

2. Биогеоценологические исследования на сеяных лугах в восточноевропейской тундре/И. Б. Арчегова, А. В. Кононенко, Н. С. Котелина и др.; Отв. ред. И. Б. Арчегова, Н. С. Котелина, 192 с. ил. 21 см., Л. Наука Ленингр. отд-ние 1979.

3. Арчегова И.Б. и др. Экологические основы управления продуктивностью агрофитоценозов восточно-европейской тундры. Л.: Наука, 1991. 153 с.

4. Посттехногенные экосистемы/Ю. С. Грачев; Наука, 2002. 160 с.

5. Миронова С.И. Восстановление растительности техногенных ландшафтов \\ Наука и техника 2001, №1

6. Миронова С.И. О проблемах рекультивации нарушенных земель Якутии \\ Наука и техника, 2005, №2(9)

7. Котелина Н.С., Арчегова И.Б., Романов Г.Г., Турубанова Л.П. Особенности природопользования и перспективы природовосстановления на крайнем Севере России. Екатеринбург: УрО РАН, 1998 г.

КРУЖОК «ГЕОКРИОЛОГ» В ГОРОДСКОЙ КЛАССИЧЕСКОЙ ГИМНАЗИИ Г. ЯКУТСКА

Черепанова А.М.[1,2]
[1]*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск*
[2]*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Холодные регионы Земли занимают в современную эпоху более 1/6 поверхности земного шара и более 1/4 суши. Холодным регионам свойственны свои природные условия: растительные (тундра, лесотундра, леса), ледовые (морские, покровные, подземные) и многолетнее промерзание горных пород [1].

Более 65% территории Российской Федерации и практически вся территория Якутии расположена в области распространения вечномерзлых грунтов. Наибольшая зафиксированная мощность криолитозоны по вертикали составляет 1500 м. Она отмечена в северной части бассейна Вилюя (Мархинская скважина), при этом собственно многолетнемерзлые породы составляют около 600 м, а ниже идет зона просто отрицательных температур [2].

Геология – фундаментальная наука, а точнее целое семейство родственных наук о строении, вещественном составе и истории формировании Земли. В это семейство входят тектоника, минералогия, петрография, палеонтология, геофизика, геохимия и, конечно же, геокриология. Геокриология, как самостоятельная отрасль знаний о мёрзлых горных породах (почвах, грунтах), оформилась 1920-х годах на стыке геологических, географических, геофизических и инженерно-технических дисциплин.

Геологические знания наряду с другими науками позволяют предсказать будущее географической обстановки. Поэтому знание основ геологии стало составной частью общего образования, одним из показателей образованности человека. Геологические знания в школе приобретаются как на уроках географии, так и во внеклассной работе. Но как показывает практика, недостаток отведенного времени изучению природных процессов сказывается на общей эрудиции населения в понимании условий освоения и проживания в северных регионах, где сезонная и многолетняя мерзлота определяет всю жизнедеятельность.

С 2014 года в городской классической гимназии г. Якутска начал свою работу кружок «Геокриолог» под руководством учителя географии Неустроевой Анны Ивановны, сотрудников Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова: к.г.н. Спектора Валентина Владимировича и инженера-исследователя Черепановой Александры Михайловны. Цель кружка – создание условий для геокриологического воспитания и формирования у детей глубоких знаний и умений в непосредственном общении с природой, совершенствование умений проведения исследовательской деятельности.

Занятия в кружке проходят в виде лекционных и практических занятий.

Важным элементом в работе кружка являются познавательные экскурсии и экспедиции, проводимые на местности, которые строятся на изучении, накоплении и использовании краеведческого материала.

При проведении экспедиций и экскурсий необходимо исходить из требований календарного плана. Необходимо учитывать время проведения экскурсии, так как этим определяется подготовленность учащихся к самостоятельной работе при выполнении практических заданий, сбора краеведческого материала для тем курса, подлежащих дальнейшему изучению.

Для проведения экспедиций необходимо:

– подготовить литературные источники,

– определить цели и задачи экспедиции,

– выбрать маршрут, ознакомиться с ним на местности, изучить природную обстановку района,

– ознакомиться с правилами техники безопасности.

За два года работы кружка «Геокриолог» помимо лекционных занятий было проведено несколько экскурсий на природные объекты (Табагинский мыс, источник Булуус)», где учащиеся ознакомились с криогенными процессами и явлениями, посетили природную наледь Булуус и узнали много нового о пользе и свойствах подземных вод. Также на научно-исследовательском стационаре Института мерзлотоведения «Туймаада» ребята с помощью металлического щупа и мерзлотомера научились определять мощность протаивания грунта, ознакомились с принципами работы оборудований, установленных на стационаре. Посещение подземной лаборатории Института мерзлотоведения никого не оставило равнодушным, ребята воочию увидели «вечную мерзлоту».

Для самостоятельной научно-исследовательской работы учащимся было предложено изучить и оценить проявления криогенных процессов в виде морозобойных растрескиваний. Объектом изучения были выбраны асфальтированные участки на территории историко-архитектурного комплекса «Старый город».

Учащиеся создали методику по изучению трещин, выявили проблему, происходящую вследствие активизации криогенных процессов; ознакомились о возможных последствиях криогенных процессов на территории г. Якутска, обозначили необходимость проведения мероприятий по защите от негативных последствий криогенных процессов.

С результатами работ учащиеся 9 класса Охлопкова Мария и Петрова Наталья выступили на научно-практической конференции «Шаг в будущее», XVIII научно-образовательной экологической конференции «Кулаковские чтения» , а также их доклад на тему «Интенсивность морозобойных растрескиваний на тротуарах города Якутска» был опубликован в материалах IX Международной конференции и летней школы, организованной РГПУ им. Герцена (г. Санкт-Петербург, 30 июня-9 июля, 2015 г.).

Учащиеся, посещающие кружок «Геокриология», несомненно, приобрели знания о родном крае, научились основам самостоятельной исследовательской деятельности.

Деятельность кружка способствует представлению у учащихся о взаимосвязанности и взаимозависимости природных процессов и о необходимости ответственного отношения человека к созданию любых проектов, связанных с нарушением природной среды вообще и геокриологической в частности. Геокриологическая подготовка на уровне общеобразовательной школы предоставляет дополнительные возможности для профессионального самоопределения школьников. Исследовательская деятельность, проектная работа основаны на любознательности школьников, которую следует поддерживать и направлять.

Литература:

1. Гаврилова, М.К. Климаты холодных регионов Земли: Учебное пособие. – Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. – 206 с.

2. Гаврилова, М.К. Климат Центральной Якутии. Изд. 2-е. – Якутск: Кн. Изд-во, 1973. – 120 с.

ВОДООХРАННЫЕ ЗОНЫ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ЯКУТИИ

Чжан Т.Р.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Якутия, имеющая площадь 3103,2 тыс. км², богата водными объектами, на севере омывается морями Восточно-Сибирским и Лаптевых с общей протяженностью морской береговой линии 4,5 тыс. км. Вся речная сеть, состоящая из почти 500 тыс. рек и речек с совокупной длиной более 1,5 млн км, принадлежит к их бассейнам и сбрасывают в моря около 900 км^3 пресной воды в год. Среди крупных рек такие как Лена, Алдан, Колыма, Витим, Олекма, Индигирка, Вилюй, Оленек, Яна и Анабар: их общая длина около 21 тыс. км и площадь бассейна более 4 млн кв. км [2].

Все крупные реки Якутии в верхнем течении имеют горный характер, в среднем – горно-равнинный, а в нижнем течении – обычно становятся равнинными реками. Питание рек снеговое и дождевое, в меньшей степени за счет подземных вод, вод ледников и наледей. На режим рек существенно влияют многолетнемёрзлые породы и продолжительный холодный период, ледостав длится 6-8 месяцев. По характеру водного режима реки относятся к Восточно-Сибирскому типу, характеризуемому хорошо выраженным весенним половодьем, низкой летне-осенней меженью, прерываемой паводками, и отсутствием стока для малых рек в зимний период за счет полного промерзания.

В Якутии более 600 тыс. озер, большинство из них небольшие по площади, не глубокие. Но есть и крупные, 10 озер имеют площадь более 100 км^2. Глубокие озера известны в горных областях, например у озера Большое Токо глубина составляет 72 м, Лабынкыр – 52 м. Озера имеют различный генезис: термокарстовый, речной, карстовый, лагунный, тектонический, ледниковый.

Водные объекты Якутии имеют важное народохозяйственное и экологическое значение. Для водных объектов должны определятся водоохранные зоны, создаваемые для предупреждения вредного воздействия хозяйственной деятельности на водные объекты [1]. Определение водоохранных зон и прибрежных защитных полос является одним из важнейших путей сохранения, восстановления и охраны водных объектов.

На сегодня водным законодательством не разработаны методические указания по проектированию водоохранных зон исследуемого водного объекта, учитывающие особенности условий формирования водных ресурсов, региональные особенности, также специфику природных и хозяйственных особенностей прилегающих к водному объекту территорий. Из существующих на данный момент методов проектирования водоохранных зон наиболее широко используются нормативно-правовой, основанный на установлении размеров водоохранных зон и прибрежных защитных полос в зависимости от длины рек и площади озёр, водохранилищ на основе утверждённых федеральных нормативов без учёта региональной специфики и ландшафтно-гидрологический.

23 ноября 1996 г. Правительство РФ утвердило Положение о водоохранных зонах водных объектов и их прибрежных защитных полосах, действующее на всей территории РФ. Согласно Положению водоохранная зона представляет собой территорию, примыкающую к акваториям рек, озер, водохранилищ и других поверхностных водных объектов, на которой устанавливается специальный режим хозяйственной или иных видов деятельности. В пределах ее выделяется прибрежная защитная полоса с более строгим охранительным режимом, на которой вводятся дополнительные ограничения природопользования.

Установление водоохранных зон направлено на обеспечение предотвращения загрязнения, засорения, заиления и истощения водных объектов, а также сохранения среды обитания объектов животного и растительного мира водоемов.

Размеры и границы водоохранных зон и прибрежных защитных полос, а также их режим определяются исходя из физико-географических, почвенных, гидрологических условий с учетом прогноза изменения береговой линии водных объектов.

Ширина водоохранной зоны устанавливается от береговой линии или границы водного объекта. Береговая линия (граница водного объекта) определяется для реки, ручья, канала, озера, обводненного карьера - по среднемноголетнему уровню вод в летний период, когда они не покрыты льдом.

Ширина водоохранных зон и прибрежных защитных полос для рек устанавливается от среднемноголетнего уреза воды в период. Минимальная ширина водоохранных зон рек устанавливается от 50 до 200 м в зависимости от их протяженности:

– до 10 километров – в размере 50 метров

– от 10 до 50 километров – в размере 100 метров

– от 50 километров и более – в размере 200 метров.

Размеры и границы водоохранных зон на территории городов и других поселений устанавливаются исходя из конкретных условий планировки и застройки в соответствии с утвержденными генеральными планами.

Определение границ водоохранных зон для многих водных объектов Якутии является не простой задачей. Масштабы территории и разнообразие рек, озер предполагают необходимость разработки научных основ для решения данной задачи.

Литература:

1. Водный кодекс РФ

2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Том 17. Лено-Индигирский район. Л.: Гидрометеоиздат. 1972. 651 с.

ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ О КРИОЛИТОЗОНЕ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) МАСШТАБА 1:1500000

Шестакова А.А., Спектор В.Б., Торговкин Я.И., Спектор В.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Инженерно-геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1500000 (рис. 1) необходима для планирования, реализации и эксплуатации технических проектов на территории Республики и смежных регионов. Научное значение карты заключается в систематизации данных по особенностям распределения различных природных факторов, их взаимовлиянии и прогноз изменения окружающей среды при возведении и эксплуатации инженерных сооружений. Карта составлена в электронном варианте в формате «ArcGIS 10 version 10.1».

При составлении карты были использованы материалы среднемасштабной геологической съемки, а также обобщения по изданным в разные годы работам [1, 2, 3, 4]. Рассмотрены в значительной части фондовые материалы Государственного комитета по геологии и недропользованию РС (Я) и Института мерзлотоведения СО РАН.

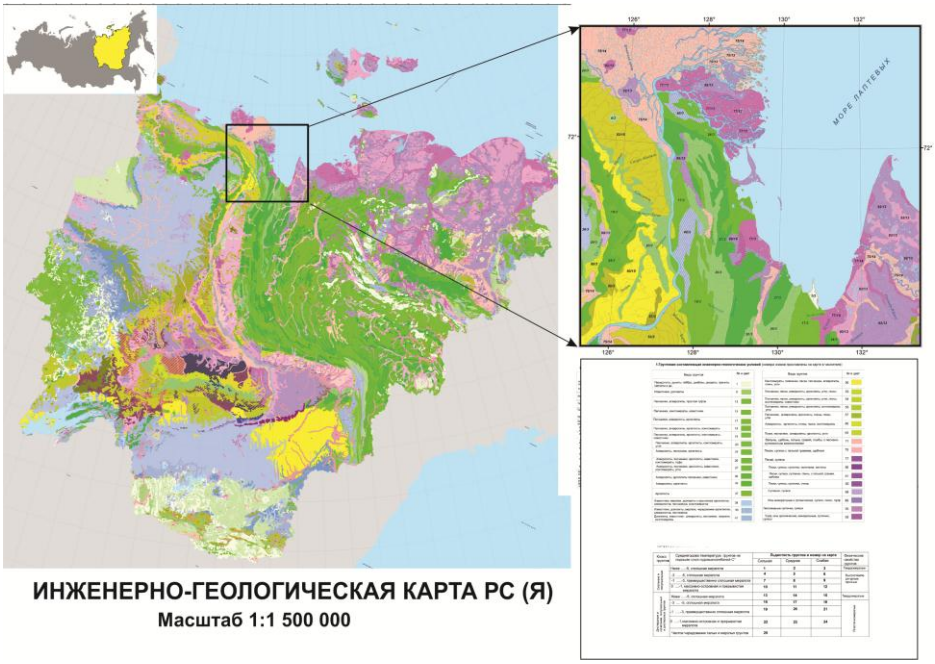


Рис. 1. Инженерно-геологическая карта РС (Я). Масштаб 1:1 500 000.

Авторы применили метод наложения (оверлея) привязанных растровых геологических и геокриологических карт. На основе данного метода были выделены новые контуры с созданием атрибутивных таблиц.

Основным содержательным элементом представляемой карты является

грунтовый фактор инженерно-геологических условий, который отображается цветом. Наиболее устойчивые разновидности грунтов и их сочетаний представлены менее яркими и светлыми оттенками, наименее прочные - более густыми и яркими.

В нашем случае, в области сплошного распространения многолетней мерзлоты, грунтовая составляющая является основой криогенной геосистемы, которая состоит из двух подсистем: литогенной и криогенной. Выбор литогенной (грунтовой по Спектору В.Б.) составляющей в качестве базового структурного элемента позволяет выделять границы криогенных (мерзлотно-грунтовых по Спектору В.Б.) геосистем различных иерархических уровней [5, с. 77]. На карте выделены криогенные геосистемы низких иерархических уровней – грунтовые «монопородные» тела или их ассоциации, объединяемые по признаку сходства физических и, прежде всего, прочностных свойств, в том числе и обусловленных разными температурами грунтов. Тем не менее, в рамках принятого подхода, криогенный фактор, в плане оценки физических свойств грунтов, не имеет самостоятельного значения. Как показано выше [5, 6], этот фактор формирует

криогенную подсистему единой криогенной геосистемы. Криогенная подсистема представлена ледяными включениями или целиком состоит изо льда [5, с. 77].

Для нашей карты большое значение имеет температурный показатель, поскольку от него зависят прочностные свойства грунтов. Мерзлые льдистые дисперсные грунты, имеющие температуру выше -5°С являются пластично-мерзлыми, а ниже этого порога - твердомерзлыми. Для отражения криогенной составляющей (температуры и льдистости), по которой выделяются разновидности мерзлых грунтов, применяются цифровые обозначения. Обозначение разновидности грунта на карте показано в виде дроби, в которой цифра в числителе обозначает вид грунта и соответствует номеру знака в разделе легенды «грунтовые условия», а знаменатель характеризует разновидность грунта и соответствует номеру знака в разделе легенды «геокриологические факторы».

Легенда карты состоит из трех разделов: грунтовая и геокриологическая составляющие и гидрогеологический фактор. Самостоятельными знаками выделяются площади распространения видов и разновидностей грунтов, мощности которых составляют 10 и более метров.

По сравнению с традиционно выделяемыми группами собственно скальных и полускальных, дисперсных грунтов, в легенде выделяется группа ассоциации скальных и полускальных грунтов, сочетания полускальных и дисперсных грунтов. В самостоятельную группу выделены «двухслойные» разрезы, в которых верхняя часть представлена дисперсными грунтами мощностью от 3 до 10 м, а нижняя другими классами и группами грунтов. Всего в легенде выделено 124 вида и разновидности грунтов, влияющих на инженерно-геологические свойства территории.

Параметры выделения криогенной составляющей представлены в таблице 1. Номера знаков, проставленные в легенде, представляют собой знаменатель цифрового обозначения знака на карте (рис. 1).

В пределах территории подавляющее распространение имеют надмерзлотные гравитационные воды криолитозоны, которые подразделяются на три подтипа: надмерзлотная верховодка, воды сезонноталого слоя, надмерзлотные грунтовые воды [7]. Территорию Якутии пересекают два сейсмических пояса: Арктико-Азиатский (ААСП) и Байкало-Становой (БССП). Сейсмоопасные районы располагаются на востоке и юго-востоке Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской орогенной области, главным образом, на границах крупных литосферных плит.

Районирование территории РС (Я) по особенностям инженерно-геологических условий проведено с учетом региональных факторов по принципам, изложенным В.Т. Трофимовым [8]. Выделяются следующие инженерно-геологические области: I. Равнин и плато Средней Сибири; II. Горная Верхояно-Колымская; III. Приморских низменностей и шельфа; IV. Охотско-Чукотская; V. Алдано-Становая.

Таблица 1

Геокриологический фактор инженерно-геологических условий

Класс и группа	Среднегодовая температура грунтов	Льдистость (номер знака в легенде)			Физические свойства
		Сильная	Средняя	Слабая	
Скальные и полускальные грунты	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов ниже -5 °С	1	2	3	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов -3÷-5 °С	4	5	6	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов -1÷-3 °С (прерывистая мерзлота)	7	8	9	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов 0÷-1 °С (островная и прерывистая мерзлота)	10	11	12	
Дисперсные грунты и сочетание дисперсных и полускальных грунтов	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов ниже -5 °С	13	14	15	Твердомерзлые грунты
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов -3÷-5 °С	16	17	18	Пластично-мерзлые грунты
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов -1÷-3 °С (прерывистая мерзлота)	19	20	21	
	Среднегодовая температура многолетнемерзлых грунтов 0÷-1 °С (островная и прерывистая мерзлота)	22	23	24	
	Частое чередование талых и многолетнемерзлых грунтов	25			

В качестве единиц подчиненного ранга выделены районы, которые охарактеризованы с точки зрения главных черт геологического строения,

тектонических особенностей, новейшей тектоники, активных экзогенных процессов, агрессивности надмерзлотных вод, преобладающего комплекса видов и разновидностей грунтов.

При оценке грунтовых условий к наименее устойчивым территориям относятся, в первую очередь, площади развития дисперсных высокольдистых грунтов – «ледовый комплекс», охватывающие область Приморских низменностей и Центрально-Якутский район области Средней Сибири и выделены на карте в виде верхнего слоя двухслойных разрезов. На участках выхода низкотемпературных (ниже -5°С), твердомерзлых грунтов на побережье арктических морей наблюдаются высокие скорости термоабразии (несколько десятков метров в год), а в береговых обрывах русел рек – высокие скорости боковой эрозии (до 20 м/год). На поверхности полей распространения этой разновидности грунтов протекает интенсивный термокарст, даже в условиях среднегодовых температур около -15° ÷ -20 °С. Инженерные сооружения, использующие высокотемпературные (выше -5 °С) грунты в качестве оснований без специальных мероприятий, регулирующих их тепловой режим, характеризуются крайне низкими степенями устойчивости. При оценке динамических условий (экзогенных и эндогенных процессов), помимо площадей развития ледового комплекса, наименее благоприятной являются Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская и Алдано-Становая области, характеризующиеся интенсивным проявлением склоновых процессов и высокой сейсмичностью. В Центрально-Якутском районе и практически во всей Верхояно-Колымской области отмечены крайне низкие зимние температуры воздуха (ниже -40°С), которые вызывают температурные деформации инженерных сооружений. Таким образом, все упомянутые выше районы можно отнести к неблагоприятным в инженерно-геологическом отношении территориям, с общей площадью около 70 %. Площади пригодные для строительства, не связанные с рисками для самих сооружений и окружающей среды, занимают лишь около 23% площади территории Якутии.

В связи с существующими планами Государства по ускоренному развитию арктических территорий, для обеспечения устойчивого развития, снижения затрат на исследование инженерно-геологических условий, выбора приоритетов строительства представляется актуальным издание составленной электронной карты и объяснительной записки на твердом (бумажном) носителе. Издание карты на твердом носителе сделает информацию по инженерным условиям региона доступной всем заинтересованным пользователям.

Литература:

1. Геологическая карта Якутской АССР. Масштаб 1:1500000. Редактор Л.И. Красный. Отпечатана на Картфабрике ГУГК, г. Омск, 1978.

2. Геологическая карта Республики Саха Якутия. Масштаб 1:15000000. Редактор В.А. Янжиншин. Л.: картафабрика ВСЕГЕИ, 2006.

3. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.

4. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2500000. Картпредприятие, 1997.

5. Хименков А.Н. Геосистемный подход в геокриологии. Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 74-82.

6. Мельников В.П. и др. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования. Новосибирск, Акад. Издание «Гео», 2010, 390 с.

7. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск, Акад. Издание «Гео», 2011, 169 с.

8. Трофимов В.Т., Красилова Н.С. Инженерно-геологические карты: учебное пособие. М.: КДУ, 2007. – 384 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ И ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СИЛАСИНСКОЙ СВИТЫ КИСЕЛЁВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Андрончик В.В.[1], Песков А.Ю.[1], Кудымов А.В.[1], Диденко А.Н.[1,2]

[1]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

Несмотря на значительный прогресс в изучении Сихотэ-Алинского орогенного пояса, многие вопросы, связанные с тектоникой и геодинамикой формирования последнего остаются дискуссионными [1, 2, 6]. Возможность количественных оценок географического положения и масштабов горизонтальных перемещений блоков земной коры делает палеомагнитный метод эффективным при разработке тектонических реконструкций формирования геологических структур.

Объектом исследований являлись альб-сеноманские осадочные отложения силасинской свиты [4] грауваккового комплекса [5], входящего в состав готерив-сеноманских вулканогенно-осадочных образований оз. Удыль. Данные образования относятся к Киселевско-Маноминскому террейну Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Непосредственному изучению подверглись в разной степени дислоцированные осадочные отложения юго-восточного побережья оз. Удыль.

Результаты измерений зависимости намагниченности насыщения от температуры (Js-T) на ряде представительных образцов осадочных пород грауваккковой толщи Киселёвско-Маноминского террейна указывают на присутствие в породе, в качестве минерала-носителя намагниченности, магнетита и его катион-дефицитных разностей (Tc = 580 – 610 °C). Магнитные минералы, установленные в породе, стабильны к нагревам – величина «потери» намагниченности насыщения после цикла «нагрев-охлаждение» составляет не более 10 – 30 %.

В результате изучения анизотропии начальной магнитной восприимчивости (АМВ) установлено, что её величина (P) не превышает 5 – 6% и не зависит от величины магнитной восприимчивости (Km), что свидетельствует об отсутствии, либо о незначительном влиянии вторичных процессов, оказавших влияние на магнитную текстуру осадочных пород. АМВ связана с формой геологического тела, поскольку направление максимальной оси эллипсоида анизотропии соответствует направлению падения слоя осадочных пород.

Для 43-х образцов осадочных пород из двух сайтов (D14/22, D14/24) была проведена детальная термомагнитная чистка до температур 600 °С. В процессе палеомагнитной чистки, как правило, выделяется две компоненты намагниченности.

Низкотемпературная компонента намагниченности (LT) выделяется в интервале температур от 25 до 350 °С. Данная компонента, на наш взгляд, представляет наложение современной и метахронной компонент намагниченности. Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале температур от 450 до 600°С и имеет две опции полярности.

Средние направления высокотемпературных компонент намагниченности всех изученных образцов осадочных пород (сайт D14/22 и D14/24) представлены на рисунке 1. В образцах из сайта D14/22 среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности, в стратиграфической системе координат, имеет координаты Ds = 272.7°, Is = 28.9° (рис. 1а). Среднее направление намагниченности обратной полярности (сайт D14/24) имеет координаты (в стратиграфической системе координат) Ds = 77.5°, Is = -44.8° (рис. 1б).

Различия средних значений наклонений высокотемпературных компонент намагниченности с прямой и обратной полярностью, по всей вероятности, связано с небольшим различием в возрасте осадконакопления изученных пород из разных осадочных слоев граувакковой толщи.

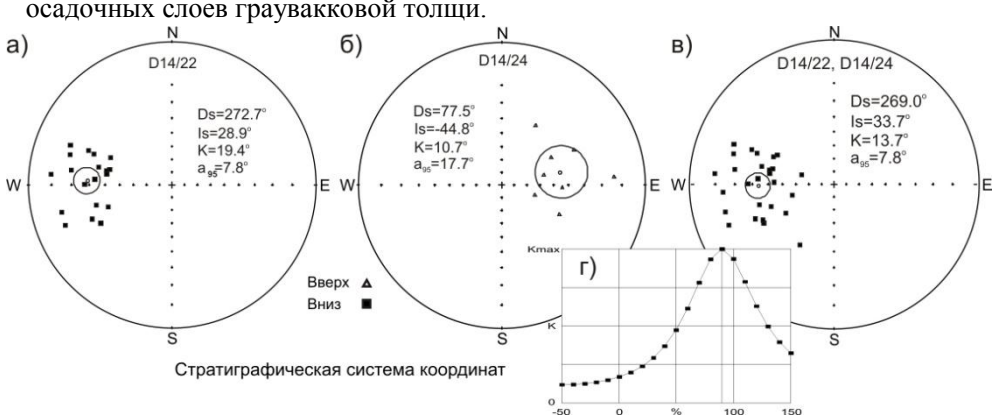


Рис. 1. Стереограммы распределения высокотемпературной компоненты намагниченности для: образцов из сайтов D14/22 (а), D14/24 (б), для сайтов D14/22 и D14/24; (г) – тест складки. Координаты Ds указаны без учета магнитного склонения (12°W).

Выделенная высокотемпературная компонента намагниченности в изученных породах является «доскладчатой», на что указывает положительный палеомагнитный тест складки (рис. 1 г).

Для расчета величины занижения наклонения в изученных осадочных породах была исследована зависимость между анизотропией начальной магнитной

восприимчивости и наклонением намагниченности [7]. На рисунке 2 представлен график данной зависимости. Коэффициент корреляции (R) составляет 0.582. По координатам точки, характеризующей изотропное состояние магнитной текстуры (K_{min}/K_{max} = 1), установлено, что средняя величина истинного наклонения высокотемпературной компоненты намагниченности изученных осадочных пород составляет 54°. Таким образом, для расчета палеомагнитного полюса принимаются следующие координаты характеристической компоненты намагниченности (с учетом величины занижения наклонения и величины магнитного склонения в точке опробования (N = 52.15°, E = 140.0°): Ds = 257.0°, Is = 54° K = 13.7, a95 = 7.8°.

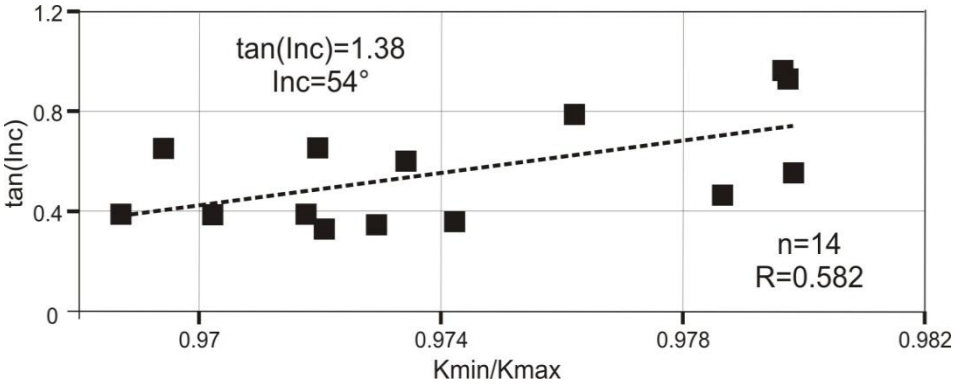


Рис. 2. Расчет величины занижения наклонения. Kmin/Kmax – отношение минимальной и максимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости; tan(Inc) – тангенс наклонения намагниченности.

Наличие прямой и обратной опции полярности, а также «доскладчатый» возраст намагниченности в изученных альб-сеноманских (94 – 113 млн лет) осадочных отложений грауваккового комплекса свидетельствуют в пользу первичности намагниченности последних. Координаты рассчитанного палеомагнитного полюса на время формирования пород составляют Plat = 19.5°, Plong = 81.6°, dp = 10.9°, dm = 7.7° и находятся южнее (порядка 50°) от сегмента ТКДП Сибири на данный интервал времени, а палеоширота формирования изученных пород Киселевско-Маноминского террейна составляет 34.5° С.Ш.

Полученные в настоящей работе предварительные палеомагнитные данные согласуются с кинематической моделью формирования Киселёвско-Маноминского блока, предложенной в [3]. С точки зрения данной модели широтное расхождение между сегментом ТКДП Сибири и полученным нами палеомагнитным полюсом связано с крупным левосторонним сдвигом вдоль трансформной окраины Евразии (105 – 75 млн лет назад) [3].

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании РФФИ (проект № 15-05-03171а), Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-030).

Литература:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. – С. 1-572 цв. карта.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / В.В. Голозубов. – Владивосток: Дальнаука. 2006. – 231 с.
3. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.
4. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. (изд-ние 2). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб: ВСЕГЕИ. 2011г.
5. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации) / Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. / Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
6. Уткин, В.П. Горст-аккрециооные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов / В.П. Уткин // Тихоокеанская геология. – 1999. –Т. 18. – № 6. – С. 35-58.
7. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments //Bradbury N, Hon B.Se/ Departament of Earth Sciences. Newfoundland. 2005. 92 pp.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ В КОМПЛЕКСЕ МНОГОЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ТАЛИКА В БЕРЕГОВОМ ПРИМЫКАНИИ ПЛОТИНЫ НА Р. СЫТЫКАН

Бажин К. И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Сытыканский гидроузел создан в 1972-1974 годах для водоснабжения г. Удачный и Удачнинского горно-обогатительного комбината. Местность в окрестностях гидроузла имеет холмисто-грядовый рельеф с абсолютными отметками 303 м-432.5 м, приурочена к зоне распространения многолетнемерзлых пород, мощностью 300 м. Мощность деятельного слоя составляет 0.7 м-3.1 м., в зависимости от литологического состава пород. В геологическом строении территории гидроузла доминируют терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия, перекрытые с поверхности рыхлыми четвертичными образованиями. Породы верхнего кембрия, залегающие в основании плотины водосброса и борта долины реки, представлены тонким прослаиванием (от 0.01 м до 2 м) известняков, доломитов, мергелей. Полускальные терригенно-карбонатные породы отличаются

сильной трещиноватостью и льдистостью, особенно это характерно для мергелей, сильно подверженных процессам выветривания [4].

В результате техногенного воздействия водохранилища на вмещающие породы произошло частичное оттаивание вечномерзлых скальных пород и образование в правобережном примыкании плотины талика. В оттаявших породах в настоящее время образовался фильтрационный поток в талике с появлением выходов (грифонов и потоков-ручейков) в зоне нижнего бьефа. В связи с необходимостью наблюдения за развитием таликовой зоны в правобережном примыкании плотины были проведены геофизические работы. Ранее установлено, что наиболее эффективными являются метод электротомографии (ЭТ). Применение ЭТ является необходимым условием для изучения геоэлектрических разрезов, значительно отличающихся от горизонтально-слоистых. Сложное строение обычно характерно для, оползней, насыпных и искусственных грунтов, многолетнемерзлых пород, при крутом падании слоев и при наличии карста, данные ЭТ позволяют упростить возможность интерпретации подобных сред [1].

Аппаратурный комплекс доступный для исследований представлен многоканальной многоэлектродной станцией «SyscalProSwitch 72» производства фирмы IrisInstruments (Франция).

Для решения задачи определение динамики распространения таликовой зоны в течении 4-х лет (2012-2015) были выполнены измерения более чем по 30 профилям вокруг водохранилища. В данной работе рассматриваются результаты по одному профилю, который располагался на правом берегу водохранилища на р. Сытыкан (Рис. 1).

Работы методом ЭТ включают в себя следующий набор этапов: 1 рекогносцировочные работы; 2 расположение аппаратуры на профиле и задание параметров измерения; 3 запуск измерений и привязка профиля; 4 оценка качества измерений; 5 обработка полевых данных; 6 интерпретация. Первый этап заключается в изучении местности для выбора наиболее выгодного места расположения профиля. На втором этапе происходит развертывание электроразведочных кос, заземление электродов и подсоединение электродов к косам, которые в свою очередь подключаются к электроразведочной станции. При измерениях использовалась комбинированная трехэлектродная установка Шлюмбереже (Amn - mnB), при этом организуется электрод условная «бесконечность». Его положение выбирают относительно длины электроразведочной расстановки. В нашем случае электрод «бесконечность» располагался на расстоянии 900 м – 1000 м от станции. В приборе задаются параметры работы: протокол измерений, длительность и величина импульса, количество накоплений, а так же измеряемые параметры физических величин. Протокол измерений определяет порядок подключения приемных и питающих электродов.

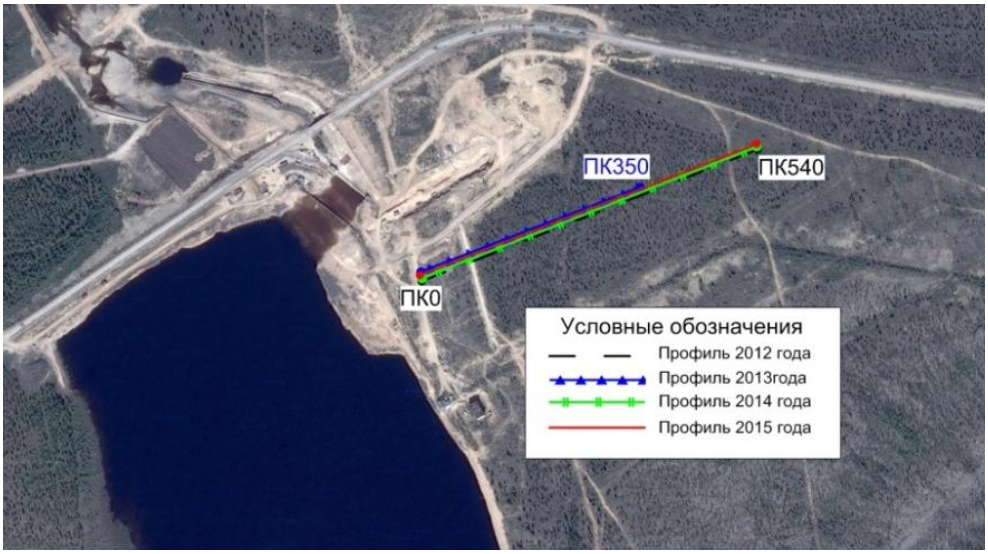


Рис. 1. Сытыканский гидроузл (GoogleEarth) с нанесенной линей профилей электротомографии по которвм проведены многолетние наблюдения.

На третьем этапе происходит запуск станции в автоматическом режиме работы. Параллельно, в процессе измерений производиться высотно - плановая привязка профиля с помощью GPS приемника, которая необходима для правильной обработки и интерпретации данных ЭТ. На следующем этапе проводиться проверка качества измерений посредством проведения первичной обработки данных и построения псевдоразреза кажущегося сопротивления с помощью программы X2IP. На пятом этапе выполняется обработка полевых данных, которая начинается с переноса информации со станции на персональный компьютер. Далее, проводится процедура редактирования полученных данных и формирование входного файла для программы Res2dinv, которая включает ввод рельефа, отбраковку данных, корректировки положения электродов. Результирующий файл загружается в программу комплексной обработки Res2dinv, в которой производится двумерная инверсия полевых данных. Последним этапом является построение результирующего геолого-геофизического разреза и его интерпретация [2].

В результате отработки данной методики получены геоэлектрические разрезы (рис. 2) на которых выделяется таликовая зона. Все разрезы имеют схожее геоэлектрическое строение. За критерий определения границ талой зоны при обработке полевых материалов принят расчет, что грунты в талом состоянии (для данной территории) характеризуются удельным электрическим сопротивлением менее 1000 Ом*м. Область распространения таликовой зоны по профилям, фиксируется на всю длину профилей, в интервале абсолютных отметок 250 м – 315 м.

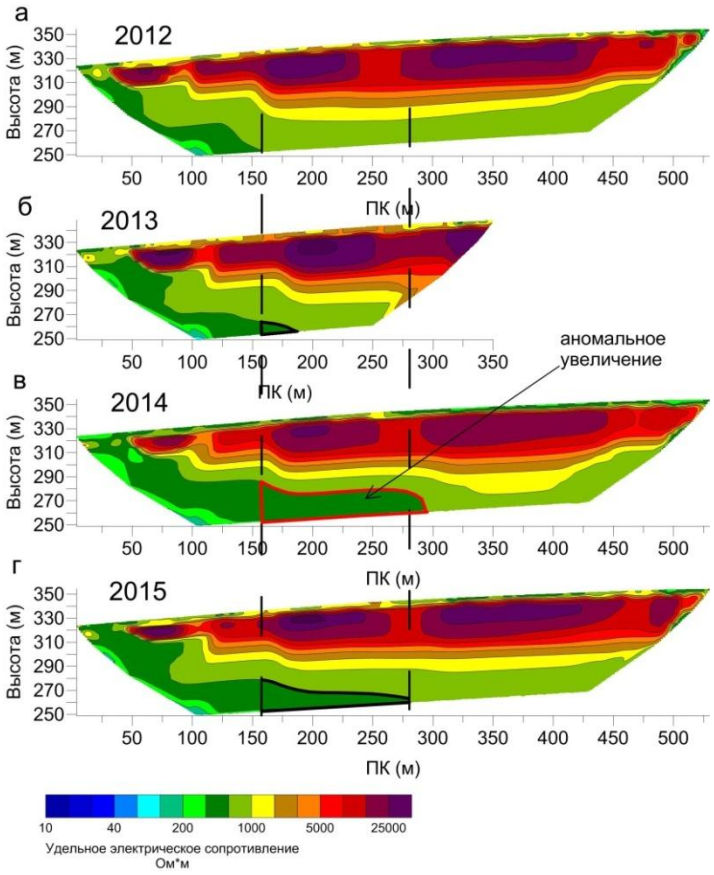


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы за 2012-2015 годы.

На абсолютных отметках 310 м – 350 м выделяется слой выше 5 000 Ом*м, который соответствует мерзлым плотным известнякам. Участки с удельным сопротивлением от 1000 Ом*м до 5 000 Ом*м соответствуют породам находящимся в пограничном состоянии. Данные распределения были получены при опытно-методических работах около скважины вблизи участка работ. При сопоставлении всех разрезов нами была обнаружено изменение положении области с удельным сопротивлением менее 600 Ом*м [3]. В 2012 году положении области было на ПК160, в 2013 – на ПК190, в 2014 – ПК295, а в 2015 на ПК280. При анализе геоэлектрических разрезов нами были использованы метеорологические наблюдения. За период с июня 2011 года по июнь 2012 года выпало 317 мм осадков, за аналогичный период 2012-2013 года выпало 253 мм осадков, за 2013-2014 годы выпало 732 мм осадков, а за 2014-2015 – 340 мм осадков [5]. Сопоставляя результаты геоэлектротомграфии и наблюдений за количеством выпавших осадков отмечается увеличение зоны распространения пород со значением удельного сопротивления менее 600 Ом*м в глубь берега. Уровень водохранилища при всех измерениях находился на отметке примерно 316,5-317 м.

Следует отметить, что результаты работ методом ЭТ по 2014 году связанный с распространением талика можно объяснить сроками проведения работ (2012, 2013, 2015 – июнь, 2014 – конец июля), аномальным количеством осадков (732 мм) и повышенной среднегодовой температурой (-5,1^{o}C – 2014 г, -11,6^{o}C–2013 г, -10,2^{o}C – 2015 г).

Из проделанной работы можно сделать следующие выводы: метод ЭТ обеспечил выявления таликов образующихся в бортах водохранилища; с помощью метода электротомографии возможно наблюдать за изменение внутреннего состояния таликовой зоны; за 4 года правая граница зоны с удельным сопротивлением менее 600 Ом*м сместилась на 120 м.

В заключении следует отметить, что необходимы режимные наблюдение за процессами развития талика так как существует опасность ухода большого количества воды из водохранилища.

Литература:

1. Бобачев А. А., Горбунов А. А., Модин И. Н., Шевнин В. А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. Саратов, ЕАГО, 2006. С. 14–17

2. Великин .С. А., Бажин К. И., Марченко Ю. Л. Геофизические методы изучения мерзлых пород. Новые горизонты. Материалы международная конференция «Инженерная, угольная и рудная геофизика - 2015», Сочи, 2015.

3. Великин .С. А., Бажин К. И., Марченко Ю. Л. и др. Отчет о выполнении геофизических исследований по теме: «Геофизический мониторинг на ГТС Удачнинского ГОКа АК «Алроса» (ОАО)», п. Чернышевский. 2015.

4. Теляев В. А., Мюсин Р. Ю. и др. Отчет об инженерно-геологических изысканиях проведенных для обоснования проектного задания строительства Сытыканской водохранилищной плотины на алмазном месторождении Удачная. ЯКУТНИПРОАЛМАЗ, 1961.

5. Информационный портал «Расписание погоды» http://www.rp5.ru

О ПРИРОДЕ И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УВ В НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НГО ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Берзин А.Г.[1], Берзин С.А.[2]

[1]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

[2]Geco-Prakla, SchlumbergerLtd

Результаты многолетних научных исследований на территории Непско-Ботуобинской НГО и, в частности, Непско-Пеледуйского свода (НПС) Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) позволяют наряду с общепринятыми сформулировать авторские положения, имеющие отношения к дискуссионной природе образования на ней месторождений УВ, и предложить затем механизм формирования многопластовых залежей нефти и газа в осадочном чехле НБА.

Наиболее продуктивные по нефтегазогенерационному потенциалу глинистые, глинисто-алевритистые и мергелистые отложения, обогащенные УВ и

слагающие углеродистые формации среднего и верхнего рифея, в осадочном чехле НБА отсутствуют и развиты в пределах Предпатомской краевой системы [7].

Предпатомский краевой прогиб в Патомском секторе, очевидно, редуцирован и представлен многокилометровыми терригенными отложениями рифея в дистальной части прогиба во внутренней прифронтальной зоне складчатого пояса, которая сочленяется с платформой посредством шовного соединения [1].

Миграция УВ из дальней прифронтальной зоны складчатого пояса в ловушки осадочного чехла НБА затруднена или невозможна из-за блокирующего шовного сочленения и повсеместного нарушения осадочного чехла прогиба шарьяжно-надвиговыми дислокациями [1,2]. Это обуславливает ведущую роль глубинных разломных систем и вертикальной миграции из глубинных эндогенных источников: подфундаментных (криптогенных), мантийных или метаморфогенных.

В основании НПС Непско-Ботуобинской антеклизы, вероятно, залегает древняя рифтовая система, в которой сохранены отложения среднего и верхнего рифея. Система перекрыта реликтовой кристаллической пластиной от аллохтонного гранито-гнейсового блока земной коры и является возможным продолжением Иркинеево-Чадобецкого авлакогена, развитого на территории Красноярского края, где мощная толща углеродистых формаций рифея подтверждена бурением [2]. По гипотезе член-корреспондента Б.А. Соколова по разломам и трещинам кристаллической пластины флюидные потоки УВ из “подфундаментного” источника наполняют ловушки осадочного чехла [6].

Наиболее приемлемой для объяснения природы месторождений Непско-Ботуобинской НГО является теория конвергенции образования залежей УВ. В основе теории две ветви: нисходящая экзогенная ветвь – распад органического вещества на простые молекулярные продукты и эмиграция последних из материнских пород в коллекторы и восходящая эндогенная ветвь – неорганический синтез метана и его гомологов на границе мантии Земли и вертикальная миграция их по разломам в осадочные породы-коллекторы [4]. Приемлемость теории обуславливается существованием в “подфундаментном” авлакогене непременных условий для генерации УВ–мощной толщи осадочных отложений и газопитающих ее глубинных разломов.

Отмеченные положения флюидодинамической концепции образования месторождений УВ нуждаются еще в определении механизма формирования многопластовых залежей в венд-нижнекембрийских отложениях осадочного чехла НБА. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Ранее в краевых депрессиях востока Сибирской платформы (Вилюйская НГО) установлены периодические процессы разновозрастной активизации ранее заложенных систем разломов различных направлений и генераций. Показано, что эти процессы оказывают существенное влияние на седиментацию, формирование и стадийность развития осадочно-породных бассейнов [3]. Полагается, что аналогичные процессы влияют также на онтогенез УВ и, в частности, на линейно-зональный характер размещение залежей в многопластовых месторождениях НБА – залежи в различных стратиграфических уровнях могут иметь различную пространственную ориентацию.

Об этом свидетельствуют результаты корреляционного анализа структурных карт залежей УВ и гидродинамических построений на ряде месторождений НБА, где установлены дискордантные соотношения локальных структурных планов залежей в терригенных отложениях венда и карбонатных породах кембрия [3]. При этом, залежи в отложениях венда имеют северо-восточную или субмеридиональную ориентацию, совпадающую с простиранием общего структурного плана венд-рифейского осадочно-породного бассейна, а залежи в карбонатных породах – северо-западную и унаследуют простирание разломных систем разновозрастной генерации (рис.1).

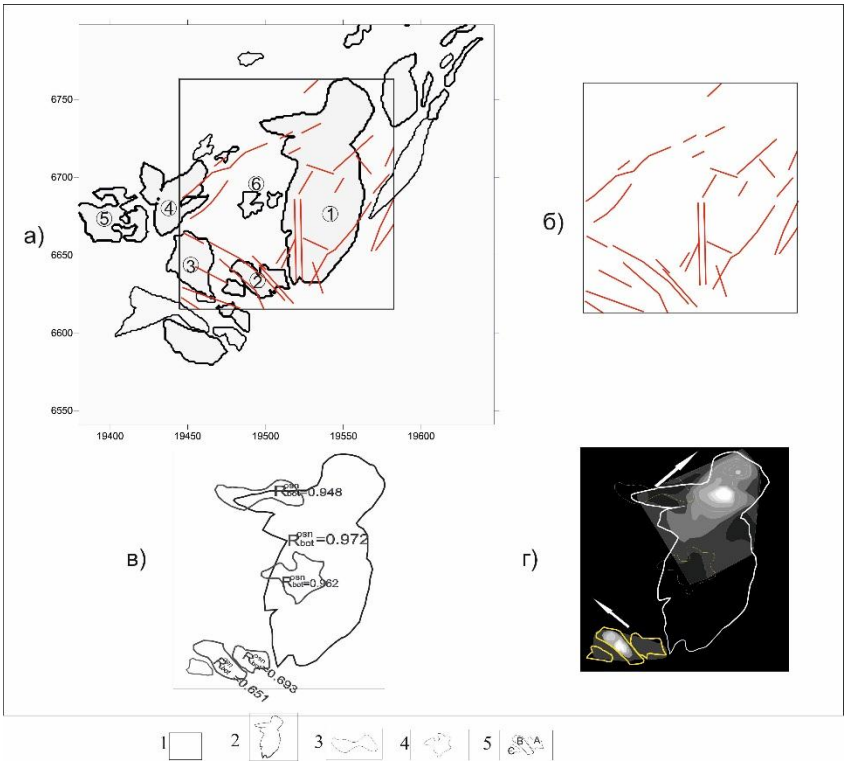


Рис 1. Влияние разновозрастной тектоники на структурные планы на структурные планы залежей венда и нижнего кембрия

а) Совмещенная карта месторождений Непско-Пеледуйского свода с разломной тектоникой: 1- Чаяндинское; 2- Талаканское (блоки: А-Таранский, Б-Центрально-Талаканский, С-Восточно-Талаканский); 3-Верхне-Пеледуйское; 4-Верхне-Чонское; 5-Тымпучиканское; 6-Северо-Талаканское; б) схема разломной тектоники по авторской методике; в) коэффициенты корреляции локальных структурных планов осинского и ботуобинского горизонтов на месторождениях Чаяндинской ловушки и в целом на ее территории (высокие) и на Талаканском месторождении (не высокие); г) сопоставление карты коэффициента гидропроводности (продуктивности) по газу ботуобинского горизонта на Чаяндинской площади и карты коэффициента

продуктивности по нефти осинского горизонта на Центрально Талаканской площади (значение коэффициентов увеличиваются от темного цвета к светлому).
Контур:1- в котором построена схема разломной тектоники; 2- Чаяндинской НАЛ; 3- Озерного месторождения; 4- Нижне-Хамакинского месторождения; 5- блоков Талаканского месторождения.

Влияние разломной тектоники в период ее активизации на терригенный пласт-коллектор венда очевидно. Оно ведет к его флюидонасыщению и образованию залежи. Аналогичное влияние разломной тектоники на карбонатный пласт является более сложным. Оно происходит с учетом установленного экспериментально интенсивного протекания деформационных и флюидодинамических процессов, приводящих к изменению физических свойств среды и энергомассопереносу [5].

Формирование залежи и изменение ее локального структурного плана в карбонатных породах кембрия происходит, очевидно, одновременно с формированием коллектора в результате направленного изменения физических свойств матрицы коллектора (в первую очередь пористости) под влиянием агрессивных флюидных растворов, поступающих по разломам в период их активизации. Это приводит к изменению компрессионных характеристик пласта (модуля Юнга и коэффициента Пуассона) и переходу его в новое напряженно-деформированное состояние, наследующее простирание активизированной разломной системы [3].

Можно полагать, что установление на месторождении (ловушке УВ) следов активизированной разломной системы и направления ее простирания делает возможным прогнозирование залежей на различных стратиграфических уровнях исходя из следующих соображений.

При генерации на территории ловушки разломной системы северо-восточного простирани**я** в период ее активизации за счет восходящих флюидных потоков формировались, вероятно, вначале залежи в глубокозалегающих терригенных пластах-коллекторах венда, которые имели мощные и надежные флюидоупоры (наиболее распространенный на территории НБА ботуобинский продуктивный горизонт бюкской свиты). Если залегающие в ловушке выше по разрезу карбонатные пласты нижнего кембрия (наиболее распространенный на территории НБА осинский продуктивный горизонт билирской свиты) имели конформный структурный план со структурным планом залежи терригенного пласта, то образование в них залежи было маловероятным. Одним из объяснений этому может быть предположительно недостаточный для многопластового насыщения месторождения период активизации разломных систем.

Примером конформных структурных планов терригенных и карбонатных пластов, где продуктивными являются терригенные отложения венда (ботуобинский, хамакинский и талахский горизонты) и отсутствуют залежи в осинском горизонте нижнего кембрия, может служить Чаяндинское нефтегазоконденсатное месторождение НПС (рис.1). Другим примером конформности структурных планов ботуобинского продуктивного горизонта и непродуктивного осинского горизонта с определенными оговорками может служить Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение.

Формирование залежи в карбонатных пластах нижнего кембрия на, наш взгляд, происходит при генерации на территории ловушки более поздней разломной системы северо-западного простирания, в период ее тектонической активизации. Формирование проходило под влиянием описанных выше условий и процессов и осуществлялось, вероятно, за счет разрушения залежей УВ в более глубоких терригенных горизонтах венда и, возможно, из-под фундаментных источников. При этом могут быть случаи как отсутствия залежей в породах венда (продуктивный осинский карбонатный и непродуктивный ботуобинский терригенный горизонты на Центрально-Талаканском месторождении), так и присутствия (продуктивный юряхский карбонатный и продуктивный харыстанский терригенный горизонты на Верхне-Вилючанском месторождении).

Резюмируя отметим, что установление схемы разломной тектоники и ее характера на участке работ является актуальным для прогнозирования залежей в ловушках УВ, особенно на уровне карбонатных пород нижнего кембрия. Для иллюстрации обратимся к Рис 1. а) и б), на котором по характеру разломной тектоники можно выделить две области: юго-западную с преимущественно северо-западным простиранием разломов и остальную с преимущественно северо-восточным и субмеридиональным простиранием. В первую область попадают месторождения где есть или можно ожидать залежи в карбонатах нижнего кембрия. Во вторую-где их нет или они маловероятны (Рис.1 а)).

Литература:

1. Берзин А.Г., Иванов И.С., Марсанова М.Р. Особенности глубинного строения зоны сочленения Сибирской платформы и Байкало-Патомской складчатости в связи с нефтегазоносностью (Патомский сектор). Наука и образование. - №2 (78). - Якутск: ЯФ изд-во СО РАН. 2015.- С. 51-57.

2. Берзин А.Г., Берзин С.А., Иванов И.С.Геолого-геофизические модели Непско-Пеледуйского свода и прилегающей части Нюйско-джербинской впадины.Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М: ВНИИОЭНГ. №4. 2014. С. 55-63.

3. Берзин А.Г.Особенности размещения залежей углеводородов и природы геологических структур в Западной Якутии. Монография. Новосибирск:“Наука” РАН. 2011. 270 с.

4. Иванников В.И., Кузнецов Ю. И. Нефть: история, происхождение, закономерности размещения. // НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып.9 (198). С.114-146.

5. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность - М.: Наука. 1989.- 200с.

6. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды).- М.: МГУ. 2001 .- С. 233-310.

7. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непко-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск. Из-во РАН. 2007.

ЗЕМНАЯ КОРА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ВДОЛЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО УЧАСТКА ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Северо-восточный участок опорного геофизического профиля 3-ДВ (2100 км - 2920 км) состоит из двух отрезков. Первый начинается на Оймяконском нагорье Республики Саха (Якутия) и, пересекая границу Магаданской области, следует в юго-восточном направлении до п. Мякит в 300 км от г. Магадан (2100 км - 2665 км). Второй отрезок начинается недалеко от п. Дукат и, следуя субмеридионально, заканчивается на побережье залива Шелихова Охотского моря (2665 км - 2920 км). На протяжении 820-километров профиль пересекает осевую часть Инъяли-Дебинского синклинория, далеевходит в его Среднеканскую ветвь, пересекает Оротукано-Балыгычанское поднятие и заканчивает свою первую часть в Армано-Вилигинском синклинории. Вторая часть следует на юг вдоль Сугойского прогиба и пересекает структуры ОЧВП (рис. 1).

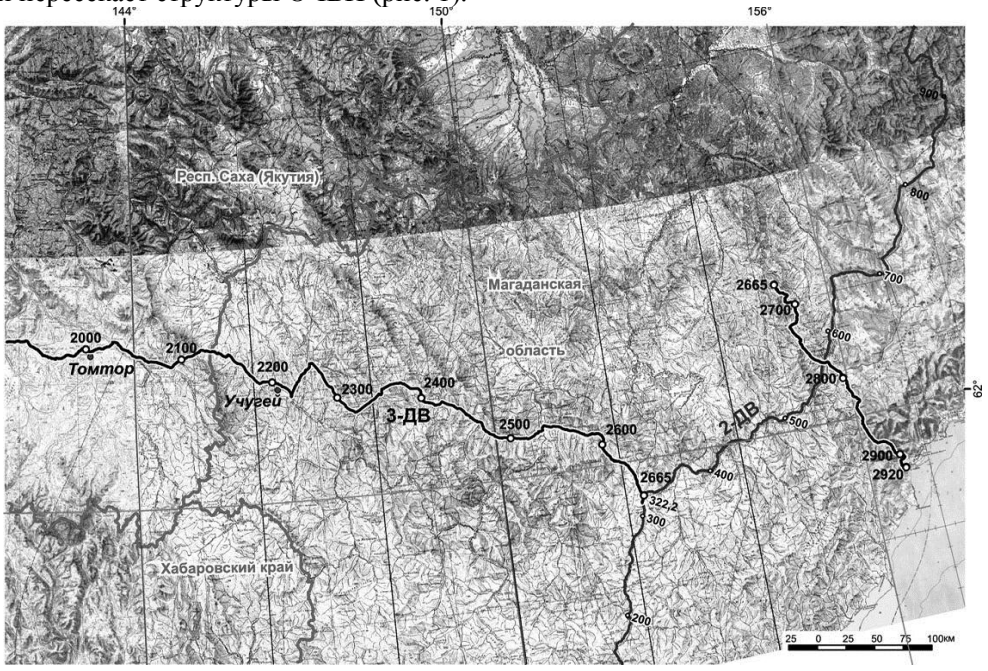


Рис. 1. Расположение опорного профиля 3-ДВ

Сейсмический разрез отраженных волн вдоль профиля 3-ДВ содержит ценную информацию о строении земной коры до глубины 70 км. Энергетические разрезы, полученные обработкой сейсмического разреза в программном комплексе

StreamSDS [2], позволили разделить земную кору на блоки и слои, отличающиеся по уровню энергии и структуре отражений.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) представляет собой особый отдельный элемент в земной коре Северо-Восточной Азии. Лежащая под структурами ОЧВП земная кора имеет переходный тип: она уже не океаническая, но и не зрелая континентальная кора. В палеореконструкциях [5] предполагается первое зарождение островной дуги на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона на рубеже 320-286 млн. лет (карбон-пермь). В это время в окраинной области существовали отдельные континентальные блоки (Охотский, Омолонский, Приколымский и др.) на океанической коре. Новая береговая линия возникла юго-восточнее прежней в раннем мезозое (230-208 млн. лет) в результате причленения континентальных блоков к Северо-Азиатскому кратону. В поздней юре - раннем мелу Охотоморская плита пододвигалась в северо-западном направлении со скоростью до 25 см/год под южную окраину Северо-Азиатского кратона [4]. Сформировавшаяся в раннем мелу (120-100 млн. лет) Удско-Мургальская островная дуга маркирует зону субдукции Охотоморской плиты под континентальную окраину Евразиатской. Согласно реконструкциям Е.В. Вержбицкого, М.В. Кононова [3], уже в миоцене позднеюрско-раннемеловая кора Охотоморской плиты была полностью субдуцирована. В настоящее время зона погружения Тихоокеанской плиты переместилась на юго-восток и находится за Курильскими островами.

Таким образом, шло последовательное наращивание юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона в мезозое. Активную роль в этом процессе играло северо-западное продвижение Тихоокеанской плиты. Встречное движение Северо-Азиатского, Северо-Американского кратонов и Тихоокеанской плиты, происходило ещё в позднем палеозое и продолжается до настоящего времени [5], то есть на протяжении более 300 млн. лет. Северо-западное давление Тихоокеанской плиты проявилось в виде пластического течения ослабленной межкратонной зоны Верхояно-Колымской складчатой области по данным георадарной космической съемки (рис. 2).

В глубинном разрезе земной коры юго-восточной окраины Верхояно-Чукотской области можно ожидать широкий (не менее 200-300 км в поперечнике) и протяженный орогенный пояс, запечатлевший длительную историю коллизии Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанской (Охотоморской) плиты.

Одним из признаков преобладающего влияния поддвига Тихоокеанской (Охотоморской) плиты под юго-восточную континентальную окраину Северо-Азиатского кратона является преобладание в пределах последней протяженных северо-восточных разломов, расположенных вкрест северо-западному направлению складчатости центральных районов кратона. Северо-восточные "Тихоокеанские" разломы при отслеживании их вглубь континента становятся смещенными, затушеванными или прерванными более поздними северо-западными дислокациями. Для центральных районов Верхояно-Колымской области северо-западное направление структур и разломов является главным (рис. 3).

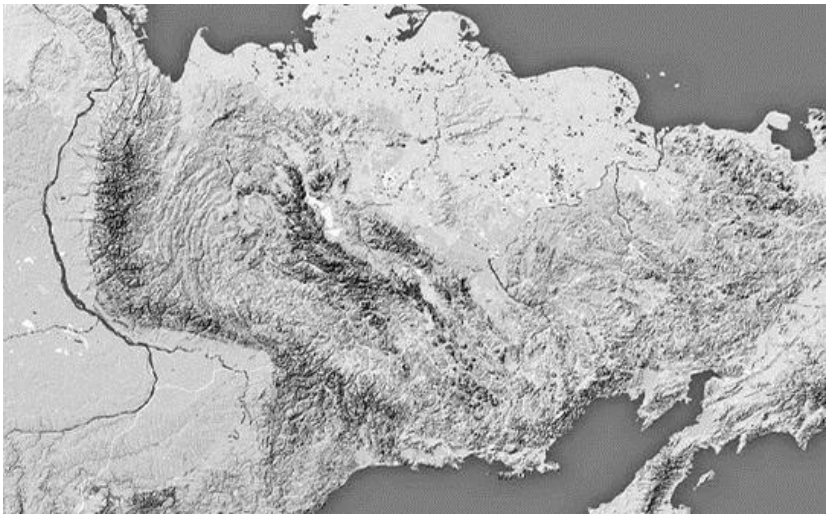


Рис. 2. Рельеф Верхояно-Чукотской области

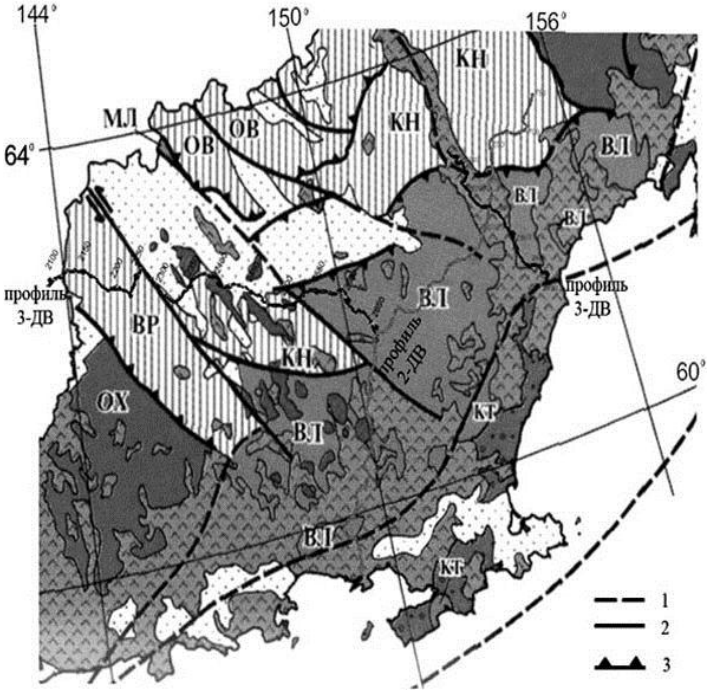


Рис. 3. Тектоническая карта Дальнего Востока [5]

1-границы орогенных поясов, 2-разломы, 3-надвиги, ВЛ - Вилигинская дуга и задуговый бассейн (PL_3-J), КТ - Кони-Тайгоносская островная дуга (PL_3-MZ_1), ОХ - Охотский кратонный террейн (AR-PR), Верхоянская пассивная окраина (R-MZ_1), Куларо-Нерский турбидитовый бассейн (PZ_3-MZ_1), Омулевский террейн (континентальный склон и его подножие, PZ)

Глубинные сейсмоэнергетические разрезы земной коры Северо-восточного участка профиля 3-ДВ зафиксировали значительную ширину вулкано-плутонического пояса, включающего в себя неоднократное погружение на северо-запад базальных пластин Тихоокеанской (Охотоморской) плиты. Более древние следы погружения нижнего слоя коры обнаружены северо-западнее Удско-Мургальской дуги, по линии профиля – под Оротуканским поднятием (рис. 4).

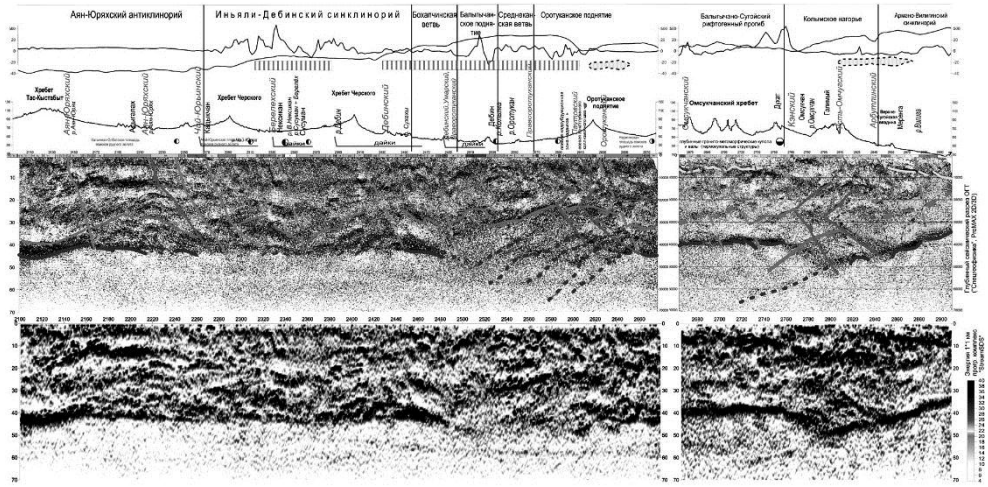


Рис. 4. Двукратное погружение нижнего слоя коры под структуры ОЧВП и Оротуканское поднятие на сейсмоэнергетическом изображении земной коры Северо-восточного участка профиля 3-ДВ

Литература:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. - Владивосток: Дальнаука. 2006.

2. Гошко Е.Ю. и др. Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» / Госуд. РеестризобретенийРФ. 10.05.2008 г.

3. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана / М.: Научный мир. 2010. - 480 с.

4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Тихоокеанская геология. 2003. том 22. № 6. С. 7-41.

5. Metallogenesis and Tectonics of the Russian Far East. Edited by W.J. Nokleberg. US Geological Survey. Reston. Virginia: 2010.

ПРОГНОЗНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ДЬЯХТАРДАХСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА В ИНВЕСТИЦИОННЫХ ПЛАНАХ РАЗВИТИЯ УСТЬ-ЯНСКОГО РАЙОНА ЯКУТИИ (САХА)

Коваленко А.И.
ОАО «Янгеология», п. Батагай

Цель статьи – это предложение создать вектор инвестиционного развития территории путём проведения геологоразведочных работ на прогнозных золоторудных объектах в пределах Дьяхтардахского рудно-россыпного узла, где кроме разведанного оловорудного месторождения Дьяхтардах, известны в настоящее время: прогнозное среднее месторождение золота на рудопроявлении Западный-Дьяхтардах [3], с золоторудной минерализацией грейзенизированного штока гранит-порфиров; и, выделенное автором статьи, прогнозное крупнотоннажное месторождение скарнового золото-сульфидного типа Левобережное [4].

Приведем краткую характеристику рассматриваемых объектов:

1. Месторождение олова Дьяхтардах открыто в результате геологосъемочных работ масштаба 1:10 000 (1955-1958 гг.) геологической партией под руководством Е.М. Шестеренкина. В 1969-1972 гг. проведена предварительная разведка месторождения проходкой подземных горных выработок, канав, траншей, шурфов, бурением колонковых скважин с поверхности и из подземных горных выработок и отбором и исследованием технологических проб руды [2].

Разведанные запасы рудного олова по завершении предварительной разведки составили 14000 тонн категории С1, при средней мощности рудных тел 1,49 м и содержанием олова 1,84 %, а суммарная прогнозная оценка месторождение Дьяхтардах составила 18000 тонн олова и рассматривалась как резервная база Депутатского ГОКа, хотя компактность месторождения, высокое качество руды и хорошая обогатительность создают и сейчас предпосылки для самостоятельной работы сезонной обогатительной фабрики и получения высококачественного концентрата пищевого олова, тем более, что Депутатский ГОК уже не работает, а большую часть разведанных запасов олова Дьяхтардахского месторождения, можно отработать, сравнительно дешевым способом, т.е. карьером, без проведения детальной разведки и утверждения запасов в ГКЗ,что сейчас тоже немаловажно.

2. С 1969 г. по 1973 г. в окрестностях Дьяхтардахского месторождение олова работало несколько поисково-разведочных партии ЯнГРЭ, материалы которых достаточно детально изложены в ряде отчётов [3,7,5]. На западе Дьяхтардахского рудного поля, на водоразделе ручьев Тирехтях-Намысах, закартирован шток гранит-порфиров раннемелового возраста (Дорофеев А.В., 1969 г.), с которым оруденение Дьяхтардахского месторождения олова имеет. видимо, парагенетическую связь [2]. Сами гранит-порфиры, и вмещающие их породы, несут интенсивное метаморфическое и гидротермальное изменения и грейзенизированы, что проявилось в развитии кварца, мусковита, арсенопирита, биотита, флюорита, топаза и молибденита. Наиболее интенсивно грейзенизация

проявлена в северной и северо-западной части штока. Там же, в экзоконтакте гранит-порфиров, развиты оливин-пироксеновые и амфобилитизированные скарны с наложенной пирротиновой и магнетитовой минерализацией.

Для оценки золотоносности зон скарнирования, грейзенизации и самих гранит - порфиров в 1973 году [3] пройдено 26 канав средней длиной порядка 13 метров, вследствие чего уточнены границы интрузива и вскрыто 13 зон с золотой минерализацией [рис. 1]. Все выявленные зоны, за исключением зоны 11, являются зонами прожилкования и находятся в гранит-порфирах, вмещающих их известняках и песчаниках. Прожилки выполнены арсенопиритом, реже арсенопиритом с кварцем, еще реже встречается молибденит и вольфрамит. Мощность прожилков от нитевидных до 1 см. Кроме прожилков арсенопирита встречаются его гнезда размером 1-3 мм и мелкая вкрапленность. Мощность зон прожилкования от 0,7 м до 5,0 м, содержание золота в них от 0,5 до 6 г/т.

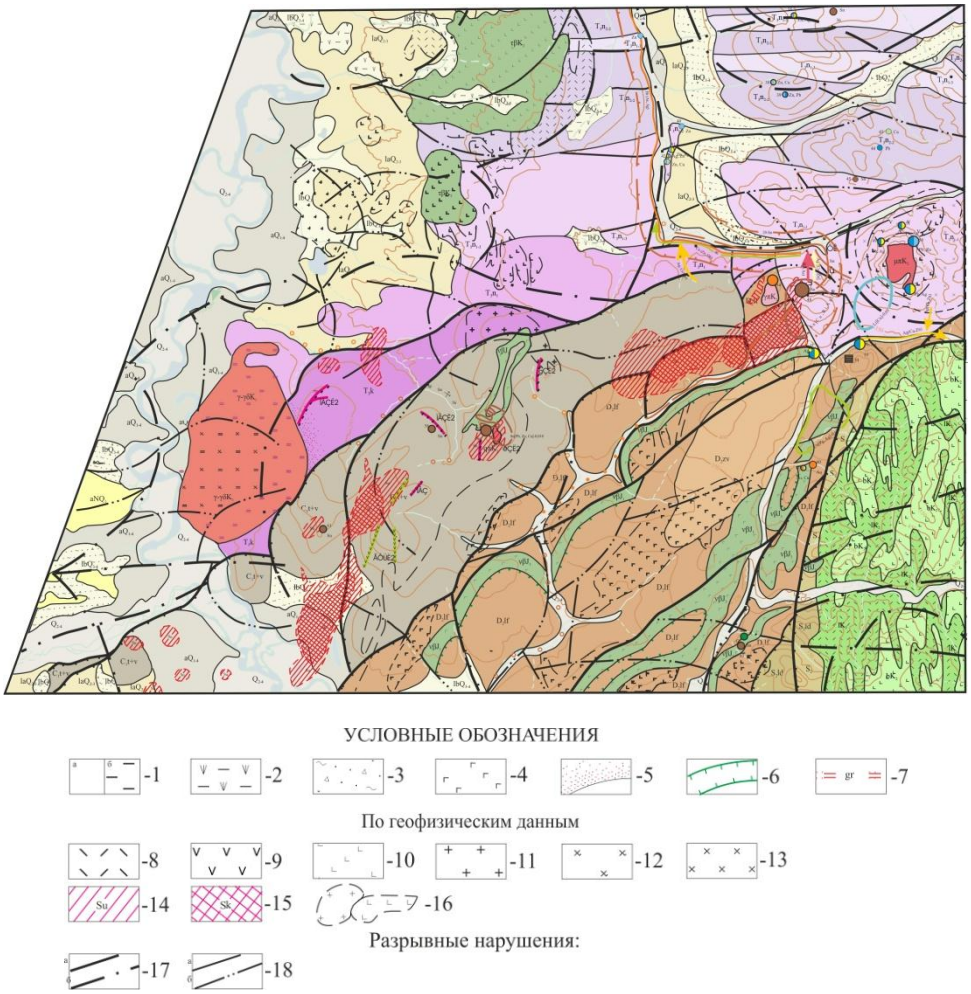


Рис. 1. Карта полезных ископаемых бассейна среднего течения р. Уяндина

1 – Аллювиальные и озерно-аллювиальные (а), озерные (б), 2 – озерно-болотные, 3 – делювиально-солифлюкционные, 4 – габброиды, 5 – контактные роговики, 6 – зоны мраморизации, 7 – грейзены, 8 – риолиты, 9 – андезиты, 10 – базальты, 11 – граниты, 12 – гранодиориты, 13 – монцониты, 14 – зоны сульфидизации, 15 – скарны, 16 – тела интрузивных и вулканогенных пород, предполагаемых по гравимагнитным данным, 17 – главные (а - достоверные, б - предполагаемые), 18 – второстепенные (а – достоверные, б - предполагаемые) то же, выделенные по геофизическим данным

Рудная зона №11 представлена зоной дробления, сложенной лимонитизированной глиной с кварцевыми обломками и гнездами арсенопирита. Мощность зоны 1,5 м, содержание золота – 3,1 г/т. Породы, вмещающие оруденение, трещиноваты, выветрены и окислены. По многолетнему опыту разведки и эксплуатации золоторудных месторождений, известно, что наиболее окисленная часть рудных тел, как правило, золотом обеднена (Н.В. Нестеров, 1973 г.). Вероятно, вследствие этого, в пределах вскрытой выработками глубины отложений, верхняя элювиально-делювиальная их часть показала по штуфным пробам содержание золота не более 0,2 г/т, тогда как в бороздовых пробах, взятых по полотну канавы, оно достигает 5-8,5 г/т. Наиболее богатое оруденение локализуется в северо-западной и северной части штока, где имеет место развитие скарнов и интенсивная грейзенизация. Содержание золота в скарнах 1,2 г/т (А.И. Холмогоров, 1972 г., ЯФАН) [7]. Содержание золота имеет прямую корреляционную связь с арсенопиритом. Мономинеральная проба арсенопирита показала содержание золота 20 г/т (А.И. Холмогоров, 1972 г., ЯФАН) [7]. Количество арсенопирита в некоторых участках грейзена достигает 30%, арсенопирит с поверхности интенсивно скородирован [3].

В поисковых канавах было получено 4 пересечение минерализованных зон с содержанием золота от 2,5 до 6 г/т (среднее значение 4,1 г/т). Ниже зоны интенсивного проявления процессов окисления, выщелачивания и просадки золота, т.е., в слабоокисленной и неокисленной руде, ожидается увеличение содержаний золота в среднем в 2,5 раза, т.е. составит 10 г/т. Для подсчета прогнозных запасов на объекте предполагается, с учетом изученности объекта, наличие 30 рудных зон с промышленными содержаниями золота. Средняя длина зон составляет, примерно, 400 м, глубина промышленного оруденение составляет 1/3 длины, или 120 метров. Верхние 20 метров рудных зон вследствие процессов окисления и выщелачивания будут обеднены золотом, тогда средний размер по вертикали промышленной части рудных тел составит 120-20=100 м. Средняя мощность рудных тел 2 м, средний объемный вес руды 2,5 г/м³.

Запасы руды в одном рудном теле составят: 400м×100м×2м×2,5 г/м³=200000 т.

Запасы золота в одном рудном теле среднем составят: 200000т×10г/т=2,0 т.

Во всех 30 рудных телах прогнозные запасы золота категории Р2 составят: 2,0т×30=60 т[3].

Пропорциональный коэффициент соотношения Р2:Р1 для рудного золота равняется 5 [6], и тогда, по завершению поисково-оценочных работ на штоке гранит-порфиров, можно ожидать реализацию прогнозных ресурсов золота категории Р2 в категории Р1 в количестве: 60т:5=12 т.

3. Прогнозное крупнотоннажное месторождение скарнового золото-сульфидного типа Левобережное.

Ситуация по скарнам существенно прояснилось после проведения опережающих геолого-геофизических работ масштаба 1:500000 в бассейне среднего течения реки Уяндина в 1986-90 гг., которые проводила Комплексная геофизическая партия Янской ГРЭ (Коваленко А.И.). Всего наземной гравиразведкой масштаба 1:50000 (по сети наблюдений 500×250 метров), и магниторазведкой (по сети 500×50 метров), закрыта площадь 1773 кв. км от п. Депутатский до восточных границ Дьяхтардахского рудно-россыпного узла, включая, известную с региональных геологических карт масштаба 1:1500 000, зону надвига существенно карбонатных палеозойских пород на терригенные толщи мезозоя. Предполагаемые тела гранитоидов и поля развития скарнов выделены в зоне надвига от Дьяхтардахского оловорудного месторождения до зоны экзоконтакта Уяндинского массива, имеющего картируемый геологическими методами выход гранодиоритов на левобережье реки Уяндина.

Наличие гравитационных дуговых градиентных зон различной интенсивности, сложно построенных гравитационных и магнитных полей с элементами концентричности, проявление интрузивного и эффузивного магматизма, характерный дуговой и радиально-кольцевой рисунок орогидрографических элементов рельефа, позволяют провести комплексную интерпретацию геофизических полей с позиции структур центрального типа (СЦТ). Вопросы интерпретации достаточно детально изложены в [4], а для данной статьи акцентируем следующие моменты:

1. В зоне интерференции (проницаемости) созданной взаимодействием границ внешних зон Уяндино-Тирэхтяхской СЦТ, Намысах-Тирэхтяхской СЦТ и Бургахчаан-Уяндинской СЦТ находятся: вулканическая постройка Малого Дьяхтардаха, гора Рудная (Дьяхтардахское месторождения олова), шток гранит-порфиров (прогнозируемое среднее месторождение золота Западный-Дьяхтардах) и шток кварцевых порфиров Намысах (прогнозируемое среднее комплексное месторождение олова с перспективной геохимической ассоциацией редкометально-редкоземельной группы элементов), и далее на запад, картируется выход на поверхность гранодиоритов Уяндинского массива, вытянутого в субмеридиальном направлении по простиранию Томмотского регионального разлома, к заложению которого он, вероятно, приурочен.

2. Предполагаемые близповерхностные тела гранит-порфиров, и поднятия близповерхностных гранодиоритов Уяндинского массива, выделенные по данным гравиразведки [рис.2] и соответствующие им поля развития скарнов и зон сульфидизации, закартированных магниторазведкой в зоне надвига существенно карбонатных пород палеозоя, определены достаточно достоверно и могут использоваться в обосновании и подсчете прогнозных запасов [рис. 3].

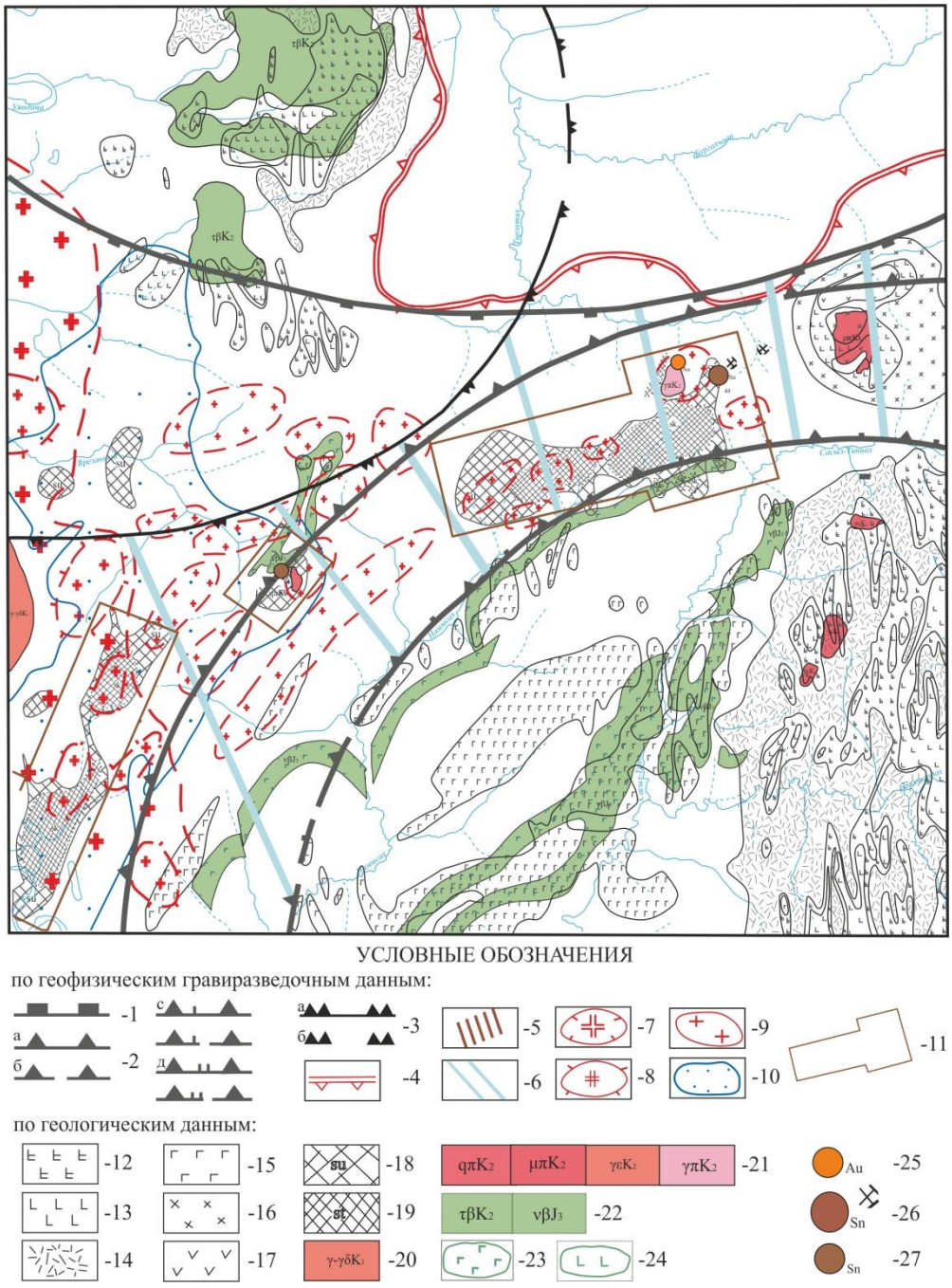


Рис. 2. Фрагмент геологического строения района Дьяхтардахского рудно-россыпного узла по данным гравимагнитных съемок. Масштаб 1:50 000.

1 – фрагмент границы внешней зоны Уяндино-Тирэхтяхской СЦТ; 2 – фрагмент границы внешней зоны Намысах-Тирэхтяхской СЦТ и ее подзон: а – достоверные, б –

предполагаемые, с – первая подзона, д – вторая подзона; 3 – фрагмент границы внешней зоны Бургахчан-Уяндинская СЦТ а – достоверные, б – предполагаемые; 4 – граница магматически-активной зоны; 5 – градиентные зоны поля Δg_a; 6 – зона интерференции: Уяндино-Тирэхтяхской СЦТ, Намысах-Тирэхтяхской СЦТ с внешней границей первой подзоны и Бургахчан-Уяндинской СЦТ; 7 – близповерхностные гранитоиды Уяндинского массива; 8 – предполагаемые поднятия близповерхностных гранитоидов Уяндинского массива; 9 – зоны экзоконтакта; 10 – участки проектных геофизических работ; 11 – покровы слабомагнитных базальтов; 12 – покровы магнитных базальтов; 13 – покровы риолитов; 14 – силлы и малые тела габбро; 15 – малые тела монцонит-порфиров; 16 – покровы андезитов; 17 – участки сульфидизации пород; 18 – участки скарнирования пород (магнетитовые скарны), 19 – граниты и гранодиориты; 20 – кварцевые порвиры (qπ), моноцит-порфиры (μπ), сиенит порфиры (γε), гранит порфиры (γπ).

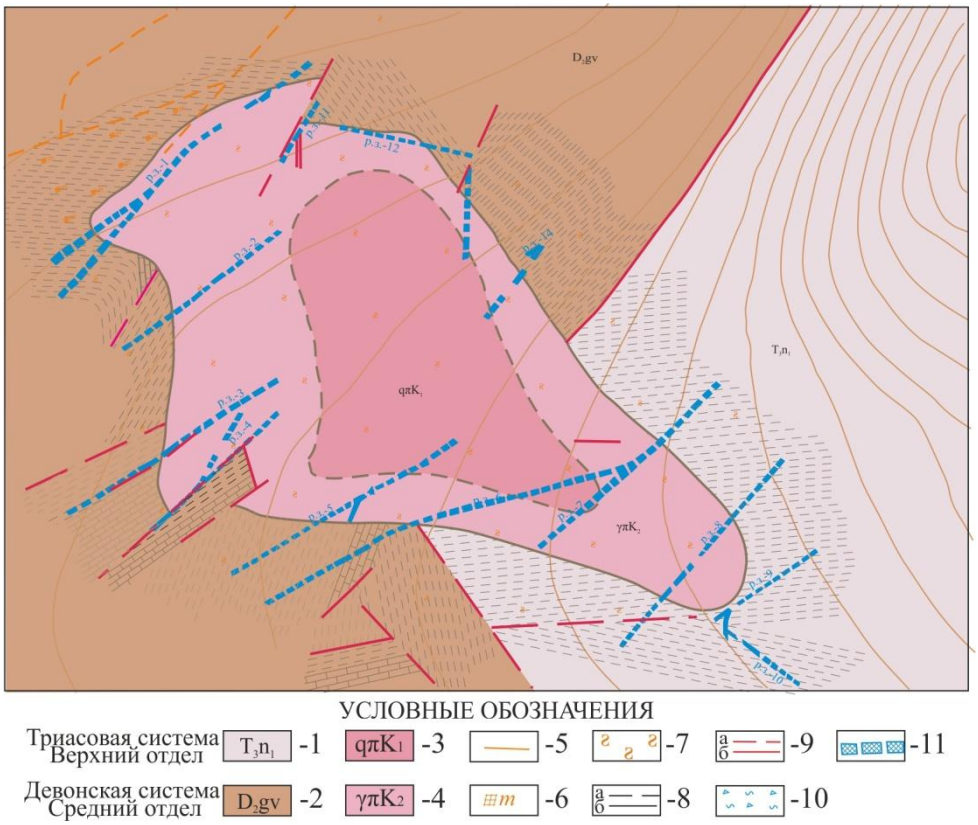


Рис. 3. Схематический план выхода гранит-порфиров на водоразделе ручьев Тирэхтээх-Намысах (участок Западный Дьяхтардах). Масштаб 1:2000, 1974 г.

1 – Нижненорийская толща. Песчаники от светло-серого до черного цвета тонко, мелко и среднезернистые с прослоями глинистых, кремнисто-гдинистых и кремнистых сланцев; 2 – Живетский ярус. Известняки светло-серые до темно-серых мелко и среднезернистые мраморизированные и песчаники серые с вишневым оттенком, мелкозернистые с пропластками известкого-гдинистых сланцев; 3 – кварцевый порфир,

фация эндоконтакта; 4 – гранит-порфиры, главная фация; 5 – монцонитовые порфиры; 6 – магнетитовые скарны; 7 – грейзенизация пород; 8 – предполагаемые (а) и прослеженные (б) геологические границы; 9 – предполагаемые (а) и прослеженные (б) тектонические нарушения; 10 – зонки дробления; 11 – зоны кварц-арсенопиритового прожилкования.

3. Участки скарнирования пород выделены по развитию положительных магнитных аномалий интенсивностью 3-10мэ, по аналогии с известными телами скарнов на прогнозном месторождении рудного золота Западный-Дьяхтардах.

4. В результате промышленной отработки россыпи олова Намысах, отмечен вынос золота с южных склонов водораздела Намысах-Тирэхтях, что является следствием разрушения минерализованных пород на выделенных нами участках скарнирования и сульфидизации.

5. В расчет прогнозных запасов принимаем плащеобразную скарновую залежь с вертикальной мощностью 20 метров (достаточно часто встречаемые скарновые залежи имеют мощность 10-30 м) [1]. Следует отметить, что по результатам магниторазведочных работ Смольникова Э.М. [5] горизонтальная мощность скарнов в западном боковом экзоконтакте штока гранит-порфиров не менее 100 м и вероятная глубина развития золотоносных скарнов и грейзенов на глубину составляет 100-150 м, (1/3 от длины по простиранию выявленных минерализованных зон (300-500 м)) [3].

6. С учетом изложенного, для подсчета прогнозных запасов золота категории Р3 по скарнам зоны надвига палеозойских пород Дьяхтардахского рудно-россыпного узла, принимаем следующие расчетные параметры:

- среднее содержание золота в скарнах 1,2 г/т [7];
- вертикальная мощность скарновых тел 20 метров;
- площадь плащеобразных скарновых залежей по данным магниторазведки на трёх участках [рис.2] составляет 5,84 кв. км.;
- средняя плотность скарнов 2,7 т/м³ [4];

Прогнозные запасы рудного золота категории Р3 составляют 378 тонн

(1,2 г/т × 2,7 т × 5,84 × 1000000 × 20=378 тонн).

Предлагаемые методы изучения первоочередных прогнозных золоторудных объектов Дьяхтардахского рудно-россыпного узла:

- Прогнозное среднее месторождение золота на рудопроявлении Западный-Дьяхтардах: поисково-оценочные работы (магниторазведка масштаба 1:1000-1:5000, электроразведка СГ-ВП; ВЭЗ-ВП; канавы, шурфы, бурение)
- Прогнозное крупнотоннажное месторождение скарнового золото-сульфидного типа Левобережное (на трёх участках скарнирования пород): поисково-разведочные работы (магниторазведка масштаба 1:5000-1:10000, электроразведка СГ-ВП; ВЭЗ-ВП, канавы, бурение).

Скорейшее изучение двух прогнозных золоторудных объектов, рядом с подготовленным под отработку оловорудным месторождением Дьяхтардах, создадут в достаточно обозримом будущем, необходимым инвестиционный потенциал территории и будет реально способствовать промышленному развитию Усть-Янского района Якутии (Саха).

Литература:
1. Антипин В.Н. Краткий курс месторождений полезных ископаемых. «Высшая школа», 1967 г.
2. Кравцов Е.Д. и др. Отчет о результатах предварительной разведки Дьяхтардахского оловорудного месторождения в 1969-1973 гг.
3. Кравцов Е.Д. и др. Отчет о результатах поисковых работ в верхнем течении ручьев Бургахчаан, Тирэхтээх и Намысах в Дьяхтардахском рудно-россыпном узле, 1974 г.
4. Коваленко А.И. Отчет о результатах опережающих геолого-геофизических работ в бассейне среднего течения реки Уяндина в 1986-1990 гг.
5. Смольников Э.М. «Отчет о геофизических работах на Дьяхтардахском оловорудном месторождении за 1968 г.»
6. Панфилов В.И. «Отчет о результатах работ по оценке прогнозных ресурсов благородных, цветных и редких металлов территории деятельности ГУГГП «Янгеология» по состоянию на 01.01.2003 г.»
7. Флёров Б.Л., Холмогоров А.И., Бичус Б.Я. Отчет по договорной теме «Особенности структуры вещественного состава и генезиса оловорудного месторождения Дьяхтардах» Якутск., 1973 г., фонды ЯнГРЭ.
8. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений. Недра., 1990 г.

ВОЗМОЖНОСТЬ КАРТИРОВАНИЯ ПЛОТИКА РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА Р. АЛЛАХ-ЮНЬ МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Куляндин Г.А., Федорова Л.Л.
Институт горного дела Севера им. Н.В.Черского СО РАН, г. Якутск

Для обеспечения полноты выемки песков россыпных месторождений, сокращения потерь полезного ископаемого, а также повышения общей эффективности добычных работ необходима оперативная и достоверная информация о горно-геологических условиях объекта разработки. Применение современных методов геофизики позволяет получать детальное представление о пространственной неоднородности физических свойств, криогенном состоянии и структуре массива горных пород. В условиях распространения многолетнемерзлых пород с большим электрическим сопротивлением (высокоомных) наиболее перспективным методом представляется георадиолокация [4, 6]. Георадар обладает высокой производительностью и разрешающей способностью [5].

Авторами рассмотрены материалы экспериментальных исследований на золотоносном месторождении в бассейне реки Аллах-Юнь, разрабатываемом дражным способом. Применение драг на крупных россыпных месторождениях Якутии имеет такие преимущества, как высокая производительность, законченность цикла работ и поточность технологии [1, 2]. Мощность торфов на месторождении р. Аллах-Юнь [3] изменяется от 2,7 м в пойме до 10 м в пределах

пойменных террас. Мощность песков колеблется от 0,4 до 5,2 м. Размер фракций галечного материала не превышает 10 см, а валунов 20–30 см, изредка 50 см. Мощность деятельного слоя колеблется от 0,2–0,3 до 3–3,5 м.

Работы по георадиолокационному исследованию гипсометрии плотика проводили в весенний период по расчищенным от снега профилям с поверхности льда георадаром «ОКО-2М» с антенным блоком АБДЛ-50. Выбранный участок с осени полностью подготовлен к отработке и залит водой с целью уменьшения глубины промерзания песков. Для уточнения результатов георадиолокации была пробурена скважина, по данным которой выполнено масштабирование разрезов по глубине и обработка с учетом характеристик сигналов, образующих оси синфазности при отражении от кровли коренных пород. Учитывая, что золото в россыпи р. Аллах-Юнь тяготеет к нижним горизонтам русловых отложений, характеризующихся повышенным содержанием валунного материала, и в ряде случаев проникает в выветрелые и трещиноватые коренные породы, то повышенный интерес вызывают участки структурных неоднородностей геологического разреза.

Для примера представлен разрез по профилю 1-1’ (рис.1), где на отрезке ВГ (63-75 м) выявлен участок незамерзшей воды, а также видно, что рельеф плотика изменчив и местами имеет поднятия более чем на 2 м от общего уровня по профилю (отрезок АБ, 23-37 м). Такие выступы вполне могут препятствовать ходу драги, особенно если невозможно повысить уровень воды.

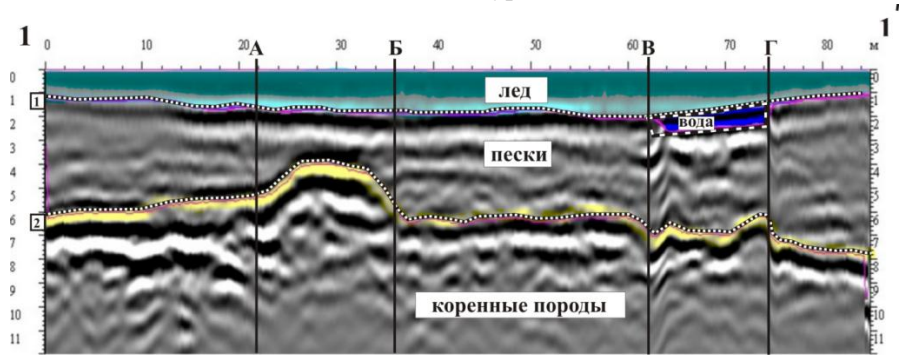


Рис. 1. Пример выявления плотика на георадиолокационном разрезе с участка дражного полигона

Результаты, полученные по участку, заверены бурением по трем скважинам. После полной обработки данных построена карта гипсометрии плотика по всей площади очистного пространства (рис. 2). Градация глубин идет с шагом 0,5 м, с увеличением глубины плотика шкала меняется от светлых оттенков к темным. В результате можно выделить зоны возвышенностей плотика (3–4 м), которые могут повлиять на ход драги, а также учесть западения плотика как возможные участки повышенной концентрации полезного ископаемого.

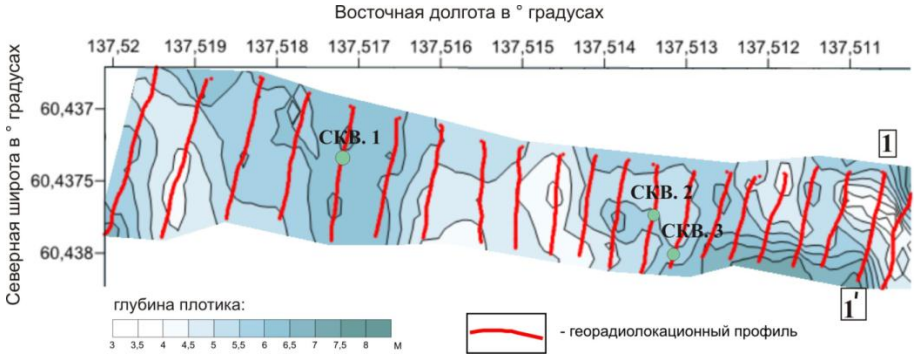


Рис. 2. Картирование плотика по данным георадиолокации

В заключение следует отметить, что георадиолокационное картирование плотика на участках дражных полигонов россыпных месторождений криолитозоны позволяет оперативно контролировать полноту и качество выемки золотоносных песков и выявлять пространственную локализацию зон, осложняющих добычу, что способствует оперативному принятию соответствующих технологических решений.

Литература:

1. Ермаков С.А., Бураков А.М. Поточная технология разработки золотороссыпного месторождения в Якутии // Горный журнал. 2005. № 12. С. 131–133.

2. Ермаков С.А., Бураков А.М., Заудальский И.И., Панишев С.В. Совершенствование геотехнологии открытой разработки месторождений Севера. — Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004. — 372 с.

3. Пересчет утвержденных запасов для открытой раздельной добычи в запасы для дражной добычи россыпного месторождения р. Аллах-Юнь (участок Мост) по имеющимся кондициям и сопровождение их утверждения в ТКЗ Республики Саха (Якутия): отчет о НИР // ОАО «Иргиредмет»; рук. Дементьев В.Е.; исполн.: Гурулев В.С. [и др.]. Иркутск, 2011. С.12-43.

4. Омельяненко А.В., Федорова Л.Л. Георадиолокационная технология в горногеофизических исследованиях криолитозоны // Горный журнал. 2005. № 12. С. 128–131.

5. Семейкин Н.П., Помозов В.В., Дудник А.В. Развитие георадаров «ОКО» // Разведка и охрана недр. 2004. № 12. С. 20–24.

6. Федорова Л.Л., Федоров М.П. О возможности применения георадиолокации при подготовке и отработке дражных полигонов // ГИАБ. 2010. № 9. С. 380–383.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО РАЙОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кычкин В.А., Соловьев Е.Э.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одним из главных задач геофизических исследований является изучение гетерогенной обстановки геологической среды для повышения эффективности прогнозных построений. В настоящее время современные ГИС-технологии позволяют моделировать различные глубинные разрезы рудопотенциальных объектов по комплексу имеющихся геолого-геофизических данных, что дает возможность оценки их перспективности [1]. В Верхне-Индигирском районе широко распространены позднемезозойские золоторудные месторождения, некоторые из них изучены комплексом наземных геофизических исследований [6, 7, 9]. Для получения информации о глубинном строении рудоносных территорий построены геолого-геофизические модели. Исходными данными были опубликованные карты геологического строения Республики Саха (Якутия) масштаба 1:10000000 и цифровая карта гравитационного поля территории РС (Я) (составлена ГУП РС (Я) «Якутская поисково-съемочная экспедиция», 2004 г.) (рис. 1).

В ходе обработки схема гравитационного поля была импортирована в автоматизированную систему обработки «Coskad 3D», где проводилась интерполяция данных для учащения плотности физических точек. Далее, проведена трансформация исходного матричного поля – выделение локальной и региональной компонент гравитационого потенциала посредством энергетической адаптивной фильтрации, что позволило оценить геометрические параметры различных геологических объектов (магматические образования, разрывные нарушения), уточнить их пространственное положение, и строение кровли кристаллического фундамента рассматриваемой территории в первом приближении (рис. 2).

Оценка параметров 3D распределения плотностных масс проведена по И.И. Приезжеву, реализованной в программе обработки геолого-геофизической информации «Coskad 3D». Данная трансформация способствовала получению информации о глубине и форме залегания основных гравивозмущающих структур (рис. 3).

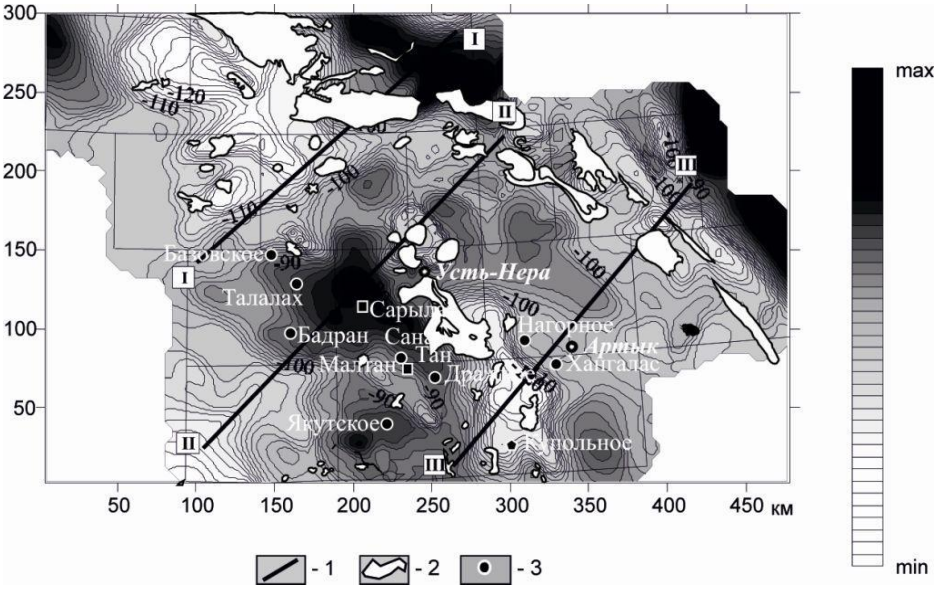


Рис. 1. Гравиметрическое поле центральной части Верхне-Индигирского района
1 – положение интерпретационных профилей I-I, II-II и III-III, показанных на рис. 4; 2 – гранитоидные массивы; 3 – месторождения

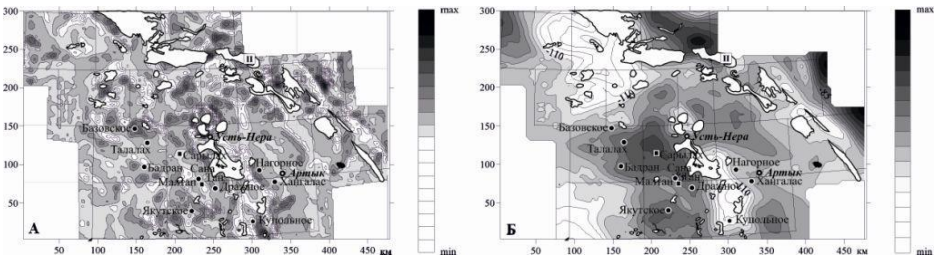


Рис. 2. Схема А – локальной, Б – региональной составляющей гравиметрического поля
Верхне-Индигирского района
Усл. обозначения см. рис. 1.

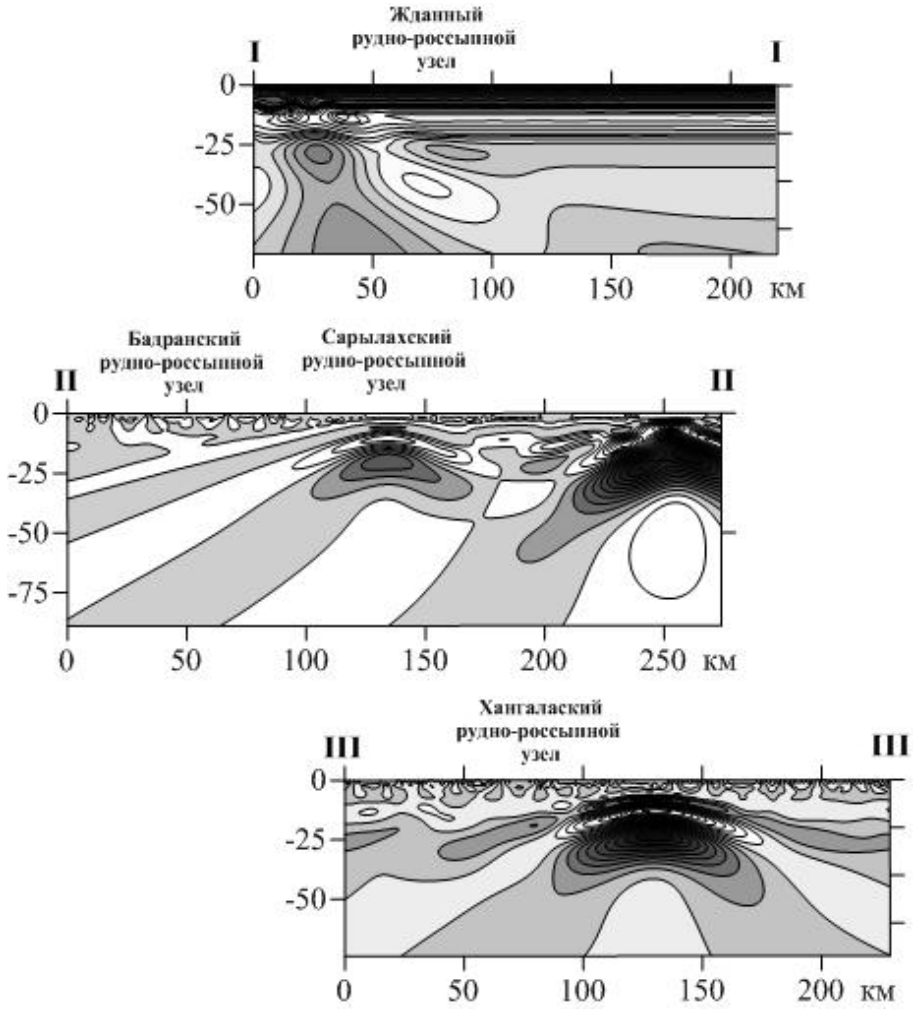


Рис. 3. Оценки распределения гравитационных масс по интерпретационным профилям

Положение профилей показано на Рис. 1.

Непосредственное глубинное геолого-геофизическое моделирование проведено методом подбора в интерактивном режиме при помощи компьютерной программы GM-SYS геоинформационной системы OasisMontaj, с учетом современных представлений о геологическом строении региона и изучения физических свойств горных пород [2, 3, 4, 5, 8, 10, 11]. Априорными элементами плотностных разрезов выступили - мощность земной коры, которая составляет 37-38 км, суммарная мощность терригенных пород и их средневзвешенная плотность (2,66 г/см^3) (рис. 4).

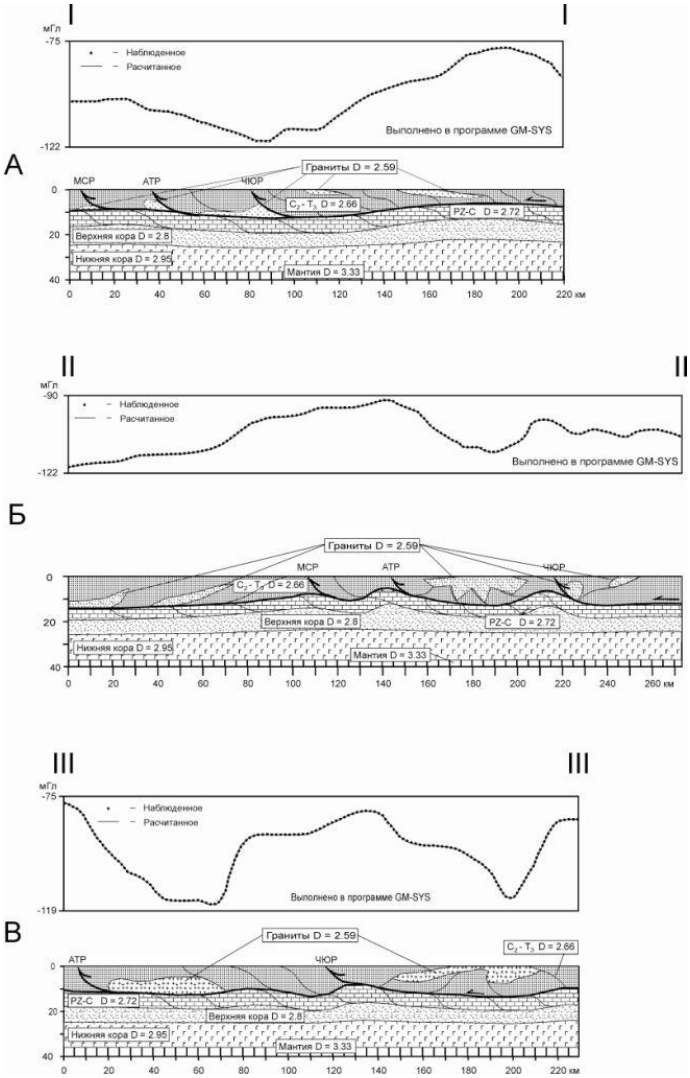


Рис. 4. Геолого-геофизические модели Верхне-Индигирского района по интерпретационным профилям.
МСР – Мугурдах-Селериканский разлом; АТР – Адыча-Тарынский разлом; ЧЮР – Чай-Юреинский разлом
Положение профилей показано на Рис. 1.

Геологическая интерпретация гравитационного моделирования показала, что глубина залегания кровли кристаллического фундамента «гранитного слоя» изменяется от 11 до 19 км. Отмечается тенденция полого поднятия фундамента в центральной части рассматриваемой территории. Амплитуда поднятия составляет 6 км. Мощность карбонатного комплекса варьирует от 5 до 8 км. Мощность пород

терригенного комплекса изменяется от 5 до 13 км. Наблюдается увеличение мощности терригенных пород в северо-восточном направлении. По результатам моделирования отмечено, что основная часть рудно-россыпных узлов размещается в пределах территории с уменьшенной мощностью терригенных пород. Предполагается, что основные региональные зоны разломов имеют надвиговую природу и трассируются по горизонту скольжения между карбонатным и терригенным комплексами.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

Литература:

1. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии опорного геофизического профиля 3-ДВ // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. – 2015. С. 121-124.
2. Липилин А.В., Никитин А.А., Черемисина Е.Н. Проблемы комплексной интерпретации геофизических данных по региональным профилям и пути их решения // Геофизика. – 2002.– № 4.
3. Неустроев А.П., Парфенов Л.М. Мощность земной коры на востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1985. №2. С.136-140.
4. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. – 1998. Т. 17. №5. С.3-10.
5. Сегалович В.И., Шманенко Ю.С., Эйдлин Р.А. Основные принципы моделирования и геофизической адаптации глубинных разрезов континентальной коры // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России / Рос. акад. наук, Дальневост. отд-ние, Сев.-Вост. науч. центр, Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-т. - Магадан, С. 100.
6. Соловьев Е. Э., Фридовский В. Ю., Кычкин В.А. Геофизические признаки контроля золоторудных месторождений в зонах разломов // Руды и металлы №5. 2012. С. 51-57.
7. Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Кычкин В.А. Комплексирование геофизических методов при изучении строения золоторудного месторождения Базовское (СВ России) // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 28-34.
8. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука. – 1997. С. 151.
9. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса // Разведка и охрана недр. 2015. № 11. с.3-9.
10. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16-21.
11. K.G. Mackey, K. Fujita, L.J. Ruff Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. P.283-297.

МЕТОДИКА ОЦИФРОВКИ ДАННЫХ АНАЛОГОВОЙ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ И ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НА ПРИМЕРЕ МАЛКИНСКОГО СЕРПЕНТИНИТОВОГО МАССИВА

Маркин М.Ю., Парада С.Г., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю.
Институт аридных зон Южного научного центра РАН, г. Ростов-на-Дону,

Известно, что серпентинизация гипербазитов сопровождается новообразованием ферромагнитных минералов, количество и вариации состава которых зависит от количества и состава первично магматических силикатов. Таким образом, визуально неразличимая разная степень серпентинизации будет отражаться различиями магнитных свойств внешне похожих эпипород. Это позволяет использовать результаты магнитных съемок для выявления неоднородностей в составе и строении серпентинитовых массивов и определния апопород [1].

Сохраняющиеся в различных фондохранилищах результаты магнитных съемок прошлого века обладают неоценимой информацией. Однако создание и хранение ее в аналоговом виде не позволяет проводить всестороннюю обработку и анализ этой информации с помощью компьютерных ГИС-технологий. Вместе с тем, современные пронозно-поисковые технологии не мыслимы без цифровой обработки данных [3]. В связи с чем нами предпринята попытка оцифровки результатов аналоговой аэромагнитной съемки на примере территории, включающей самый крупный на Северном Кавказе Малкинский серпентинитовый массив.

На геологических картах Малкинский массив изображен однородным телом. Вместе с тем, металлогенические и геохимические данные указывают на его первичную неоднородность, что определяет перспективы обнаружения различных полезных ископаемых [4 – 6], в первую очередь металлов платиновой группы [2].

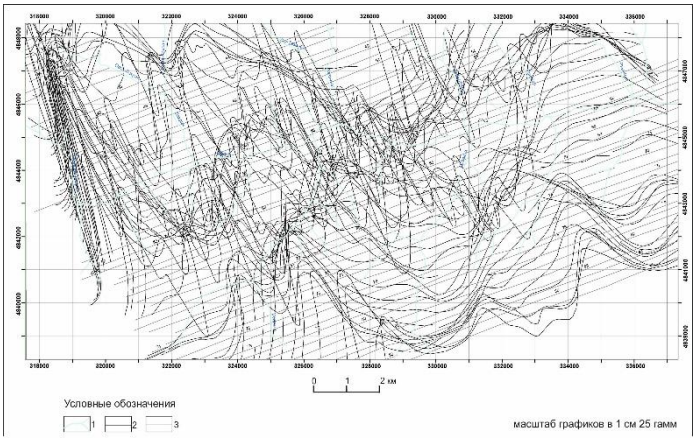
Для территории, включающей Малкинский массив, имеются результаты аналоговой аэромагнитной съемки (масштаб 1:25000, точность 10 нТл), проведенной в 1971 г. [7]. В качестве конечного результата работ в фондохранилище размещены карта магнитного поля и карта графиков ΔTa, выполненные в виде чертежей на листах ватмана. Для выявления неоднородностей в составе массива нами использована карта графиков ΔTa (рис. 1а).

Решались две задачи: 1) получение числового массива, описывающего ΔTa по исследуемой площади и 2) выделение локальных аномалий поля ΔTa, обусловленных геологическими объектами, выходящими на дневную поверхность, или же залегающими на небольших глубинах.

Для этого выполнялись следующие процедуры. В программе ArcGis 9.1, приложения ArcMap, карта графиков магнитного поля 1971 г. была привязана в проекции Gaussa Krugera, Pulkovo 1942. Векторизованы аэромагнитные профиля (маршруты) и кривые max и min магнитности пород. Следующим этапом установлены значения начальных и конечных координат ($X_о$,$Y_о$; $X_к$, $Y_к$)

аэромагнитных маршрутов, максимальные и минимальные значения ΔTa, которые преобразованы в программе оцифровки графиков Graph2Digit (рис. 1б).

А



Б

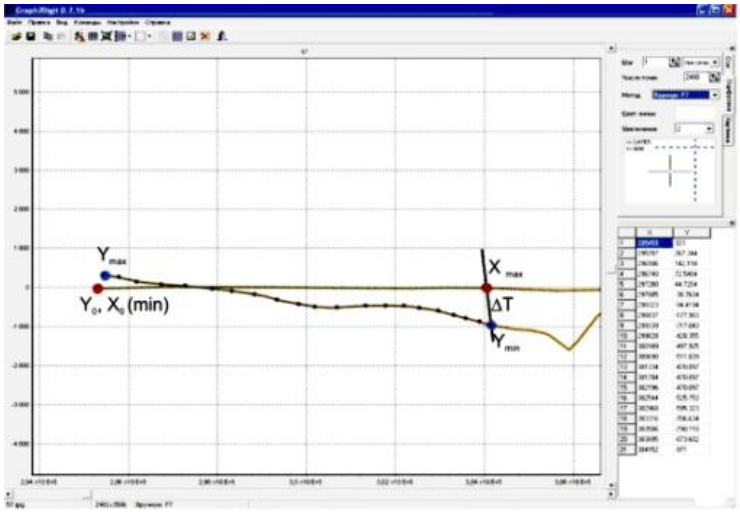


Рис. 1. Карта графиков ΔTa (А) и схема их оцифровки в программе Graph2Digit с последующим формированием базы данных (Б)
1 – речная сеть; 2 – графики ΔTa; 3 – номера маршрутов

Имеющие значения используются для градуировки осей X и Y. Аэромагнитный маршрут не является прямой линией, следовательно использовался принцип линейности, выделялись прямые отрезки, и профиль разделялся на 2 и более интервала. Устанавливались значения Δ Ta и значение X_i, в каждом линейном

интервале кривой. Значение ΔTa подразумевает длину перпендикуляра опущенного с кривой на профиль.

Весь массив данных переведен в Microsoft Office Excel, где рассчитывались координаты точек Y_i. Подсчитывалась разница между координатами X_i и X_o. Определялся угол наклона аэромагнитного профиля относительно оси X. Для создания регулярной сети данных, график поворачивался до горизонтального положения на угол α. Далее вычислялся tg углаα, чтобы координаты по оси Y, уже повернутого графика совпали с начальным положением профиля (см. рис. 1б). После находилась сумма X_i-X_o и tgα. Таким образом, было определено значение Y_i, координата точки на исходном профиле. Весь массив данных X_i, Y_i и ΔT, полученный в Microsoft Office Excel переведен в формат DBFIV, чтобы все полученные значения занести в ArcMap. Путем добавления массива данных X, Y получены точки непосредственно в пространственной привязке. На основе полученных пространственных данных с помощью дополнительного модуля Spatial Analyst создана поверхность методом крайгинга.

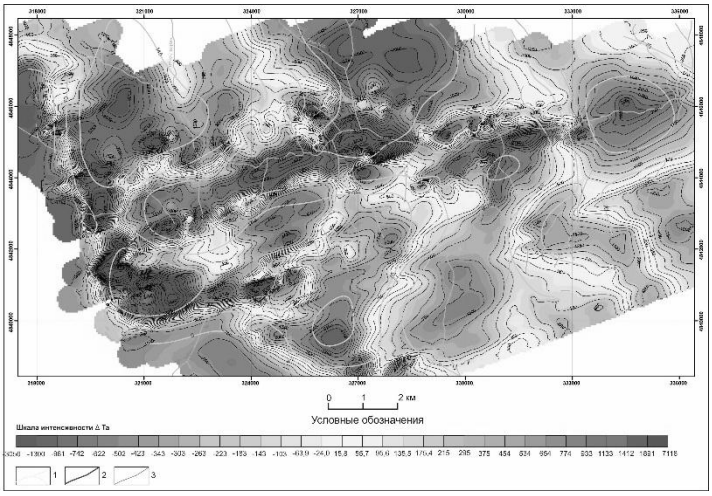
Крайгинг используется для построения карт в изолиниях, но, в отличие от обычных алгоритмов оконтуривания, он имеет статистически оптимальные свойства. Наиболее важным является то, он обеспечивает измерения ошибки или неопределенности поверхности изображаемой изолиниями. Крайгинг использует информацию из полувариограммы для нахождения оптимального множества весов, для оценки поверхности в точках, отличных от точек опробования. Поэтому такая технология позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета.

Крайгинг создает вариограммы и ковариационные функции для оценки значений статистических зависимостей (называемых пространственной автокорреляцией), которые зависят от модели автокорреляции (модели согласования). Путем создания Grid, получена поверхность с изображением аномалий. После высчитываются фоновые значения аномалий, методом статистики по окрестностям.

После того как найдены общие и фоновые значения аномалий, вычислена их разница при помощи калькулятора растра. Полученная карта изолиний магнитного поля ΔTa приведена на рис. 2а. Остаточные аномалии магнитного поля, полученные после вычитания фона, еще включают в себя крупные по площади аномалии, но интенсивность и горизонтальные градиенты их как минимум на порядок ниже, чем у аномалий региональных объектов. Такие аномалии обусловлены глубинным строением данного участка земной коры.

Локальные аномалии магнитного поля представлены на рис. 2б. Они получены путем вычитания из исходного параметра фоновых значений магнитного поля и площадных аномалий и уже не содержит площадной составляющей.

А



Б

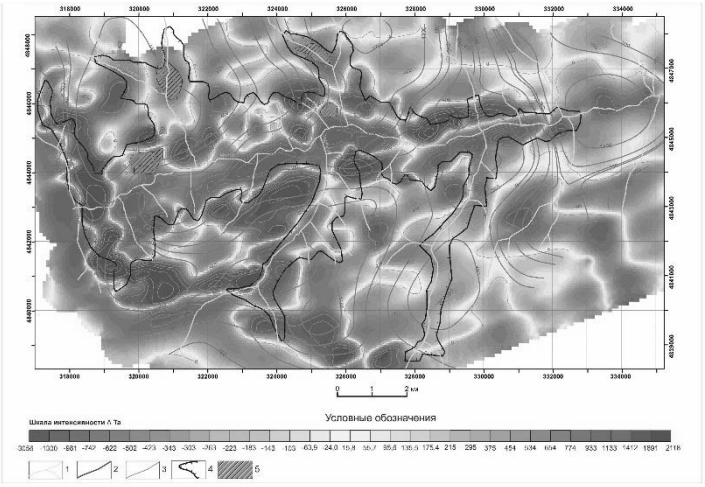


Рис. 2а. Карта изолиний магнитного поля ΔТа, масштаб 1:50000
1 – речная сеть; 2 – изолинии исходных данных; 3 – изолинии регионального фона

Рис. 2б. Карта локальных аномалий и площадного фона магнитного поля ΔТа, масштаб 1:50000
1-речная сеть; 2 – изолинии локального поля; 3 – изолинии площадного фона;
4 – контур Малкинского ультрабазитового массива; 5 – аномалии, связанные с аподунитами.

Выявленные локальные магнитные аномалии были заверены в полевых условиях и петрографическими исследованиями. Они позволили установить в составе Малкинского серпентинитового три типа апопород, – гарцбургиты, лерцолиты и дуниты. Картирование этих пород по результатам оцифровки и переинтерпретации аэромагнитной съемки и в полевых условиях позволило

установить, что апогарцбургиты являются наиболее распространенными породами массива. Аполерцолиты прослеживаются только по глубоким эрозионным врезам речных долин, что позволяет считать их нижней (донной) частью массива, т.е. данный массив является расслоенным. Аподуниты представлены четырьмя небольшими штоками, прорывающими аполерцолиты и апогарцбургиты. Именно с аподунитовыми телами пространственно связаны геохимические потоки элементов платиновой группы.

Литература:

1. Емкужев А.С., Парада С.Г., Столяров В.В., Тарасов В.А. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в Восточной части Передового хребта (Кабардино-Балкарская республика) // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 3. С. 3-19.

2. Маркин М.Ю. Предпосылки и признаки платиноносности Малкинского гипербазитового массива // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки.-2011.-№3. С. 74-77.

3. Матишов Г.Г., Парада С.Г., Давыденко Д.Б. Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере южного региона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. № 1. С. 20-31.

4. Парада С.Г., Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотоносных минерализаций и структура Муштинского рудного поля (Кабардино-Балкарская республика) // Геология и геофизика Юга России. 2015. № 2. С. 51-65.

5. Парада С.Г., Столяров В.В., Маркин М.Ю., Шишкалов И.Ю. Проявление потенциально платиноносных гипербазитов в геохимических аномалиях Ni, Cr и Co на примере Восточной части Передового хребта (Кабардино-Балкарская республика) // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 2. С. 42-54.

6. Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Вестник ЮНЦ. 2011. Т.7. № 3. С. 55-60.

7. Шишкалов И.Ю., Холод Ю.В. Выявление интрузивных тел Малка-Муштинского рудного узла по результатам ГИС-обработки аэромагнитных данных // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. №3. С. 77-80.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЛЕНО-АМГИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ) СО СНЯТЫМ КОМПЛЕКСОМ ПЕРЕКРЫТИЯ (T_3-J_1)

Мишнин В.М., Бекренев К.А., Андреев .А.П.
ГУГГП РС(Я) "Якутскгеология", г. Якутск

Целевое применение материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 в комплексе с данными среднемасштабной грави- и магнитометрии выявило новую форму концентрации проявлений платформенного магматизма в особо крупном объеме - тектоно-магматические комплексы (ТМК). Для этих образований

характерны: а) линейная или концентрическая зональность по латерали; б) высокая геометрическая упорядоченность размещения магматитов; в) тесная парагенетическая связь с базовыми элементами плюм-тектоники (материнский плюм→дочерний плюм→плюм сателлит), предопределившая стволовую удлиненность ТМК по вертикали с подчинением симметрии опрокинутого конуса; г) длительный и унаследованный тип развития. Установлено разделение охваченных выборкой ТМК (всего 12) на классы крупности - супер-, мега- и макро.

Класс - супер-ТМК включает наиболее глубинные и самые крупные неоднородности среды - клино-раздвиг "магнитные струны", астенокон Хатылыма, абиссолит-линеамент Великая Дайка Якутии.

Первая глубинная неоднородность закартирована в виде полосовой аномалии, состоящей из серии параллельных интенсивных максимумов даечного типа, но не локального "вилюйско-мархинского", а гораздо более крупного (регионального) формата. В продольном направлении "северо-запад - юго-восток" аномалия закартирована на отрезке 150 км от верховьев р. Лютенга до низовьев р. Танха и имеет ширину 80-100 км. В обозначенном модельном контуре прослежено 19 линейных интенсивных максимумов протяженностью первые десятки километров при мощности 700 м - 2100 м. Предположительно каждому из них по кровле кристаллического фундамента соответствует равновеликое магматическое тело гипербазит-базитового состава. Привлечение материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000 позволило провести экстраполяцию модельного контура как в северо-западном (на удалении 700 км до Верхне-Мунского кимберлитового поля), так и в юго-восточном (на удалении 400 км до кольцевого массива Кондер) направлениях. Генерализованная аномальная зона трассирует продольную ось Якутской алмазоносной провинции сквозным образом от её северной окраины до южной границы. В мировых моделях подобным неоднородностям соответствует сквозьлитосферный мантийный киль, формирующий глубинный клино-раздвиг.

Вторая неоднородность в виде фрагмента кольцевой структуры поперечником 500-550 км первоначально была закартирована по материалам космических и телевизионных дистанционных съемок в 1983 году при составлении АФГК 1:200 000. Позднее с привлечением данных среднемасштабной грави- и магнитометрии она была оконтурена в полном формате как тектонический овал "астенокон Хатылыма", адаптированный к кровле астеносферного слоя, в котором размещена "шляпка" материнского грибообразного плюма. На местности данный овал конформно вписан в периметр архейского кратона (Якутское погребенное поднятие). С позиции современной синэнергетики он является устойчивым поставщиком энергетических и флюидно-металлизованных ресурсов, необходимых для функционирования кратона, как элементарной структурной ячейки литосферы (ранний докембрий - голоцен).

Третья неоднородность идентифицирована как Великая Дайка Якутии - местный аналог знаменитой Великой Дайки Родезии превосходящей её по протяженности в три раза (1500 км), а по мощности вдвое (10-12 км), что и повлекло за собой применение уточняющей приставки "линеамент". В обоих случаях аномалиеобразующим объектом является гигантский расслоенный базит-гипербазитовый абиссолит раннего протерозоя. На отрезке 1000 км абиссолит-

линеамент ориентирован по направлению "юго-восток - северо-запад" и параллелен аномалии "магнитные струны". Не исключено, что это раннедокембрийский предшественник одной из таких струн.

Класс мега-ТМК. Его представители (вулкано-плутонические кальдеры, эпикратонные мульды, абиссолиты граничной рамы, грабен-долины) пространственно и генетически связаны с дочерними плюмами и их боковыми апофизами.

Для вулкано-плутонических кальдер (Сотто 160×160 км, Хандыга 250×250 км), имеющих корневую связь с головными "шляпками" дочерних равновеликих плюмов характерна трехкомпонентная (Срединное поднятие→Промежуточный кольцевой желоб→Внешняя дуга) структурно-магматическая зональность центробежного типа. Срединное поднятие первой кальдеры вмещает Хомпу-Майское кимберлитовое поле, обрамляющий её желоб благоприятен для локализации и захоронения вулканогенно-осадочных толщ синхронных эпохе внедрения кимберлитов (D_3-C_1). На Внешней дуге имело место внедрение грибообразных массивов ЩУК с подводящей ультрабазитовой "ножкой", карбонатитовым ядром и нефелин-сиенитовой "шляпкой", сопоставимых по размеру с эталонными объектами (Томтор, Арбарастах и др.). Предполагается, что аналогичная структурно-магматическая зональность проявлена также и в пространстве кальдеры Хандыга.

Эпикратонная мульда Билир (140×170 км) имеет чашеобразную форму. Она является реликтом карельского проточехла, для которого типично метатерригенно-вулканогенное заполнение улканского типа. В этот вмещающий субстрат инъецированы три расслоенных базит-гипербазитовых лополита-гиганта (Биелиме - 60×30 км, Миль - 60×65 км, Белькачи - 30×30 км) также чашеобразной формы. Плановое размещение лополитов в вершинах правильного треугольника свидетельствуют, что они, по всей вероятности, имеют общую подводящую "ножку" обладающую устойчивой коммуникационной связью со "шляпкой" дочернего плюма. Конфигурация "шляпки" подчинена внешнему контуру мульды.

Абисолиты граничной рамы (Кетеме - 130×25 км, Хатын-Юрях - 150×40 км, Южное звено ВДЯ - 500 км) являются комагматами рассмотренных интрузий эпикратонной мульды. Но они внедрялись не в субгоризонтальный проточехол, а в его глубинные корни - древние авлакогены, ориентированные по меридиану и географической широте. По этой причине они имеют столь характерную удлиненно-линейную форму. Внедрение эпикратонных и граничных абиссолитов обусловило градиентную дебазификацию субстрата верхней мантии в раннем протерозое, что с позиции классической петрологии явилось благоприятным фактором для массовой генерации продуктивных кимберлитов в среднем палеозое.

Грабен-долина Покровка (30×170 км) в виде перемычки субширотного простирания связывает в общую ортогональную систему сопряженные с ней палеограбены субмеридионального простирания (Якутского разлома, Эльдиканский). Перемычка имеет форму "корыта", обладающего плоским днищем и круто наклоненными навстречу друг другу бортами, осложненными продольными инъективными валами (Атырдахский, Новобарылайский). В плане грабен-долина пересечением своих продольных валов с поперечным

магмаконтролирующим горстом Дабан контрастно маркирует фрагмент ортогональной тектонической решетки, нормирующей конфигурацию архейского кратона (Якутский) и порядок размещения встроенных в него больших и малых таксонов кимберлитового магматизма (см. макро-ТМК).

Класс макро-ТМК (гранито-гнейсовые купола, субкальдера, свиты параллельных даек дотрубочных базитов, структурно-минерагенические зоны, поля и кластеры кимберлитов, дискретные карбонатиты) представлен объектами традиционного среднемасштабного геологического картирования, а также перспективными предположительно рудной природы аномалиями аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000. Характерен длительный и унаследованный тип развития - макро-ТМК не только насыщают кровлю консолидированной коры, но и, используя корневые структуры, проникают в карбонатную платформенную плиту (V-Є), где они погребены под сплошным покровом терригенного мезозоя (T_3-J_1).

Гранито-гнейсовые купола (Кумахы, Чакыя, Срединно-Мендский) - это крупные (поперечник 50-90 км) округлые отдельности субстрата верхнего слоя (гранит-метаморфический) кристаллической коры сформированные процессами регионального метаморфизма, тектонического скучивания и инъекции кислых магматических масс. Интервал их формирования охватывает длительный отрезок раннего докембрия, но массовое становление этих антиформ синхронно накоплению осадков чехла карельской протоплатформы (1900-1700 млн. лет). Именно поэтому классификационному признаку, рассматриваемые отдельности отнесены к платформенному магматическому ряду. Первые два купола необходимо рассматривать как равновеликие плавные антиформы, осложняющие кровлю Чакыя-Кумахинской тектонической гряды (450 км) благоприятные для локализации проявлений кимберлитового магматизма в карбонатной плите. Третий купол занимает ключевую позицию во внутреннем каркасе мега-ТМК Кальдера Сотто в качестве его эпицентра. В принятой геолого-геофизической модели купол фигурирует как приповерхностная "шляпка" глубинного гриба, обладающего тонкой базит-ультрабазитовой подводящей "ножкой" исходящей от вершинной поверхности дочернего плюма.

Субкальдера Толон (поперечник 60-65 км) своим внутренним устройством из трех концентрических зон копирует строение настоящих вулкано-плутонических кальдер на макроуровне. Срединному поднятию здесь соответствует щелочно-ультраосновной кольцевой массив Толон (30-35 км), окруженный узким (2-2,5 км) компенсационным желобом. На Внешней дуге шириной до 6-7 км локализован кольцевой ЩУК Северо-Моролойский с карбонатитовым ядром. Предполагается коммуникационная связь жерла субкальдеры с дочерним плюмом, локализованным под кальдерой Сотто, через боковой плюм-сателлит.

Свиты параллельных даек дотрубочных базитов - ведущий элемент "базитовой рамы" определяющий плановую конфигурацию кимберлитовых полей Центральной и Южной субпровинций. В наиболее представительном виде они закартированы на участках северного склона Алдано-Станового щита лишенных юрского комплекса перекрытия (Толбочанская, Чаро-Синская и др. северо-восточного простирания). По мере приближения к Якутскому погребенному поднятию простирание установленных здесь магматических зон

(Мундуруччинская, Дьангыхская, Мыандалахская, Нюлегинская, Эселяхская) становится субмеридиональным подчиненным направлению бортов соседствующих авлакогенов (Якутского разлома и Эльдиканский). Протяженность зон до 60 км при ширине до 2 км. Заключенные в них дайки долеритов прослежены по простиранию на 6-8 км, а их ширина достигает первые сотни метров. Дайки Дьангыхской и Мыандалахской зон контролируют размещение аномалий трубочного типа в контуре Хомпу-Майского кимберлитового поля.

Структурно-минерагенические зоны, поля и кластеры кимберлитов. Первый таксон обозначенного ряда реализует устойчивую линейную связь между ТМК различных классов крупности и рудными полями, а также с кластерами (одиночными или в составе поля) по интегральной схеме. Учтенные в регионе носители скоплений кимберлитового магматизма конвергентны залежам концентрированных углеводородов (нефть, газ, конденсат) по положительному знаку амплитуды структурной ловушки (купольное поднятие, инъективный вал, магмаконтролирующий горст и др.), вмещающей эти полезные ископаемые. В регионе исследований в общую рудоконтролирующую систему интегрированы фрагменты диагональной (северо-запад - юго-восток, юго-запад - северо-восток) и ортогональной (запад - восток, север - юг) тектонических решеток образованных пересечением СМЗ. Супер-ТМК "магнитные струны" является генеральной стержневой СМЗ, объединяющей в общую систему поперечные СМЗ (Таттинский вал - траверса T_6, "Троя" - T_7) диагональной решетки, поперечные (горст Дабан) и продольные (Атырдахский вал, Новобарылайский вал) СМЗ ортогональной решетки. Пересечениями СМЗ генерированы два установленных кимберлитовых поля (Хомпу-Майское, Барылайское) и одно прогнозируемое поле (Оломское), а также рудоносные кластеры (Северо-Барылайский, Южно-Барылайский, Заречный).

Дискретные карбонатиты - установленное заверочным колонковым бурением новое звено, промежуточное между стандартными карбонатитовыми массивами Внешних дуг мега-ТМК и диатремами кимберлитовых полей. По этой причине представители звена (аномальные неоднородности Борулла, Кюнгюстях, Хомпу) обладают поперечником превосходящим диаметр классической диатремы (0,5-0,7 км) в два-три раза и на порядок уступают по этому показателю ширине рядового штока карбонатитов. Промежуточным является и способ группирования рассматриваемых образований. Они либо тяготеют к подножью вулкано-плутонических кальдер, контролирующих размещение штоков, либо охватывают периферию кимберлитовых полей. Воздействие на кимберлитовые трубки выражено в наложенных процессах серпентинизации, карбонатизации и ослюденения с обогащением эруптивных брекчий редкими землями (La, Ce, Nd, Pr,Y, Sm, Eu, Gd, Sc) по отношению к фону в десятки раз.

Выводы. Охарактеризованные тектоно-магматические комплексы - результат длительного взаимодействия в объеме архейского кратона трех структурообразующих факторов: а) восходящего вещественно-энергетического потока мигрирующего к дневной палеоповерхности плюма; б) нисходящего клино-раздвига в системе предельно-глубинного (для древних платформ) дренажа; в)

экранирующего эффекта структурной ловушки-антиформы, облекающей подвижные магматические массы.

Литература:

1. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Рудоносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (7), 2005, с. 3-18.

2. Мишнин В.М. Рудоносные рифы региона Якутия. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (11), 2012, с. 9-21.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНАЯ ИМПУЛЬСНАЯ МОДЕЛЬ ТЕХНОЛОГИИ ПОИСКОВ И КАРТИРОВАНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Ним Ю.А.

Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск

При поисках россыпей прямой целью исследования обычно является выделение палеодолин, которые имеют пологие формы с четкими элементами их строения (тальвеги, террасы и т.п.). Решение данной задачи электромагнитными методами сводится к анализу электромагнитных полей, обусловленных горизонтальным двухслойным разрезом: первый слой – рыхлые породы мощностью d, второй слой – коренные породы, мощность которых в общем случае принимается бесконечной, но может быть и ограниченной.

Модель геологического разреза в данном случае представляется в виде первого неэлектропроводного слоя мерзлых рыхлых пород конечной продольной диэлектрической проницаемости $D = lim\varepsilon d_1$, при $\varepsilon \to \infty$, $d_1 \to 0$; ε - диэлектрическая проницаемость рыхлых отношений, d_1 - толщина слоя. Второй электропроводный слой [1], аппроксимируем конечной продольной проводимостью $S = lim\gamma d_2$ при $\gamma \to \infty$, $d_2 \to 0$: γ- электро-проводимость коренных пород, d_2- толщина слоя. В такой модели вмещающая плоскость среда неэлектропроводна, что в целом не отражается на результатах моделирования, но существенно упрощает методику расчета [2].

Рассмотрим возможность геокартирования и поиска россыпей в криолитозоне относительно новой экономичной технологией (радиокип, георадиолокация и их импульсные разновидности). В этих технологиях импульсное электромагнитное поле может возбуждаться вертикальным электрическим диполем с моментом $P_x = Jdl$, помещенный в начало цилиндрической системы координат (r,φ,z), совмещенной с декартовой (x,y,z) и направленной по оси "z", J- сила тока в проводе, l - длина электрического диполя.

Первый диэлектрический пласт *D* расположен на расстоянии *h* = -*z*, а второй электропроводный пласт *S* - на расстоянии *H* = -*z*.

Граничные условия в такой постановке имеют вид:

- на границе *h* = -*z*, имеем: 1) $A_{1z}=A_{2z}$,

$$2)\frac{\partial A_{1z}}{\partial z}-\frac{\partial A_{2z}}{\partial z}=(i\omega)^2\mu D A_{1z};$$

- на границе *H* = -*z*, имеем: 1) $A_{1z}= A_{2z}$,

$$2)\ \frac{\partial A_{1z}}{\partial z}-\frac{\partial A_{2z}}{\partial z}=i\omega\mu S A_{3z}.$$

Решая электродинамическую задачу с импульсным возбуждением, спектральным методом Фурье, получим математические модели импульсного электромагнитного поля в виде однократного интеграла.

К примеру, на поверхности Земли, рассматриваемая модель (в первой среде) вектор-потенциала, согласно уравнениям Максвелла и уравнению Гельмгольца полностью определяющая электромагнитное поле, представляется в виде:

$$A_{1z}=\frac{\mu P_x}{4\pi}\int_0^{\infty} ve^{-mZ}\frac{\alpha-c}{(a-c)^2+b^2}e^{-ct}+\frac{1}{b}\sqrt{\frac{(\alpha-a)^2+b^2}{(c-a)^2+b^2}}e^{-at}sin\,(bt+\lambda),$$

$$\lambda = \text{arctg}\frac{b}{\alpha-a} - \text{arctg}\frac{b}{c-a};$$

где$\alpha = -\frac{4m^2}{\mu^2 SDq}\frac{1}{v}e^{-m(2h-z)} - \frac{e^{-2mh}}{v}$; $v=\frac{2m}{\mu Dq}[e^{-m(2h-Z)}+e^{-m(2H+Z)}]$; t – время; m – переменная интегрирования; $q = 1-e^{-2mn}$; $n = H - h$; μ - магнитная проницаемость; $S' = \frac{2m}{\mu Dq}$; $c = 2\text{Rsh}\frac{\varphi}{3}+\frac{r}{3}$; $r=\frac{2m}{\mu S' q}$; $R = (\text{sign g})\sqrt{\frac{|P|}{3}}$; $a=\frac{r}{3}-\text{Rsh}\frac{\varphi}{3}$; $b=\sqrt{3}\text{Rch}\frac{\varphi}{3}$; $g=\frac{2r^3}{27}-\frac{rS'}{3}+t'$; $t'=\frac{4m^2}{æ}$; $P=\frac{3S'-r^2}{3}$; $æ=\mu^2 DSq$; $sh\,\varphi = ch\,\varphi = \frac{g}{2R^3}$.

Компоненты электромагнитного поля определяются по известным соотношениям [1, 2].

Согласно данной модели на очень высоких частотах (георадиолокация) определяется слой *D* и расстояние до слоя *S*. На низких частотах определяется мощность рыхлых отложений и электропроводность *S* по схеме методики интерпретации ЗМПП [1].

При относительно не сложной разработке программного обеспечения модель поддается численному анализу.

Литература:

1. Ним Ю.А., Омельяненко А.В., Стогний В.В. Импульсная электроразведка криолитозоны. Новосибирск: СОРАН. 1994. – 192 с.

2. Ним Ю.А. Модель импульсного электромагнитного поля диэлектрического волновода при его возбуждении вертикальным магнитным диполем // Вестник ЯГУ. 2007. – С. 32-36.

ЧИСЛЕННО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО И НАКЛОННОГО ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИХ ПЛАСТОВ

Ним Ю.А., Романова Л.П., Илларионова М.Г.
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск

Поиск и картирование тонких (маломощных) крутопадающих и наклонных рудных тел, тектонических нарушений и тому подобных характерных геологических структур является одной из основных задач рудной электроразведки. Но, вследствие известных сложностей аналитического решения электродинамических задач такой структурной схемы, применительно к инженерной практике, теоретическое обеспечение, одного из наиболее эффективного современного метода рудной электроразведки – метода переходных процессов (МПП) базируется, главным образом, на результатах физического моделирования [2,5]. В этой связи представляет интерес численно-экспериментальный способ определения математических моделей неустановившегося электромагнитного поля крутопадающего и наклонного тонкого проводящего геологического пласта, аппроксимированного известной математической моделью-полуплоскостью S [3].

Математическая методика разработки модели детально изложена в работе [4]. Здесь же рассмотрим некоторые новые модели, полученные численным экспериментом над наклонным пластом, более простые расчеты для графических построений и экспериментального моделирования математической модели, известное для качественного анализа наклонного пласта, но с учетом метода зеркальных изображений, использованного для количественного анализа [1,4].

К примеру, неустановившееся электромагнитное поле над вертикальной полуплоскостью, описанное полем горизонтального магнитного диполя ($\dot{B}_r$) [4], получено математической моделью, описывающей электромагнитное поле наклонной плоскости [3] с использованием метода зеркальных изображений, учитывающая условную границу земля-воздух [1].

На рис.1 приведены графики электропрофилирования методом переходных процессов в совмещенном варианте над вертикальной полуплоскостью, рассчитанные по формулам (1,2) [4], но после применения метода зеркальных изображений графики профилирования соответствуют графикам вертикального магнитного диполя $\dot{B}_{r(z)}$ над вертикальной полуплоскостью.

$$\dot{B}_{1r} = \frac{3M}{\mu S}\cos\varphi a_1 \frac{(a_1^{\,2} - 4r^2)}{(a_1^{\,2} + r^2)^{7/2}}, \qquad (1)$$

$$\dot{B}_{2r} = \frac{3M}{\mu S}\cos\varphi a_2 \frac{(a_2^{\,2} - 4r^2)}{(a_2^{\,2} + r^2)^{7/2}}, \qquad (2)$$

где $a_1 = \frac{2t}{\mu S} + 2h + z;\ a_2 = \frac{2t}{\mu S} + 2h - z;$

S - продольная проводимость плоскости; r,φ,z - цилиндрические координаты; M –момент горизонтального магнитного диполя; t – время наблюдения; μ – магнитная проницаемость; N – точки наблюдения.

На рис. 2 приводятся аналогичные графики, рассчитанные по формуле (3), указанной в работе [3], но здесь учитывается метод зеркальных изображений, т.е. условная граница земля-воздух.

$$\dot{B}_z^z(t) = \frac{3M_z}{\pi S r^4 \cos^4\alpha} \frac{3 - \overline{a^2}(1+\cos^2\alpha) + \sin^2\alpha}{(1+\overline{a^2})^{7/2}}, \qquad (3)$$

$$\overline{a} = \frac{1}{\cos\alpha}(-\sin\alpha + 2\overline{H}\cos\alpha + \frac{2t}{\mu S r}),$$

где α – угол наклона полуплоскости S к условной поверхности земля-воздух, $\overline{H} = \frac{H}{r}$, H – кратчайшие расстояния от точки наблюдения до пласта, M_z - момент вертикального магнитного диполя.

Сравнение этих графиков показывает их полную идентичность.

Численно-экспериментальное моделирование поля переходных процессов по формуле (3) над наклонной полуплоскостью под разными углами показывает достаточно полную идентичность с аналогичными графиками, построенными по данным физического моделирования [5].

Таким образом, численно-экспериментальным моделированием получена аналитическая форма описания неустановившегося электромагнитного поля крутопадающих и наклоннозалегающих пластов.

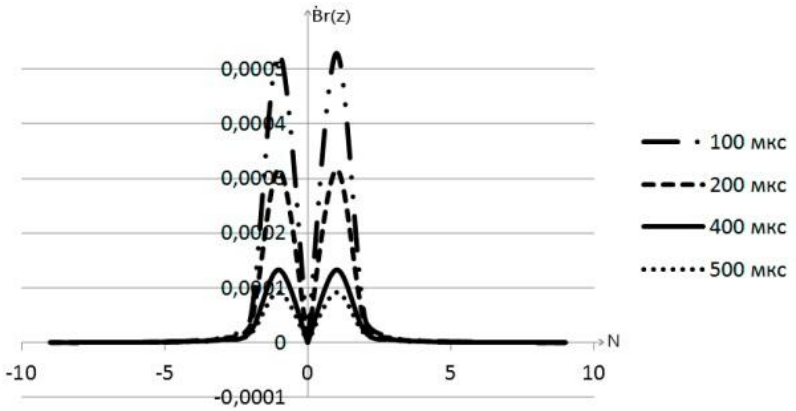


Рис. 1. Графики электропрофилирования методом переходных процессов в совмещенном варианте над вертикальной полуплоскостью, рассчитаные по формулам

горизонтального магнитного диполя в присутствии горизонтальной плоскости S с учетом метода зеркальных изображений [4]

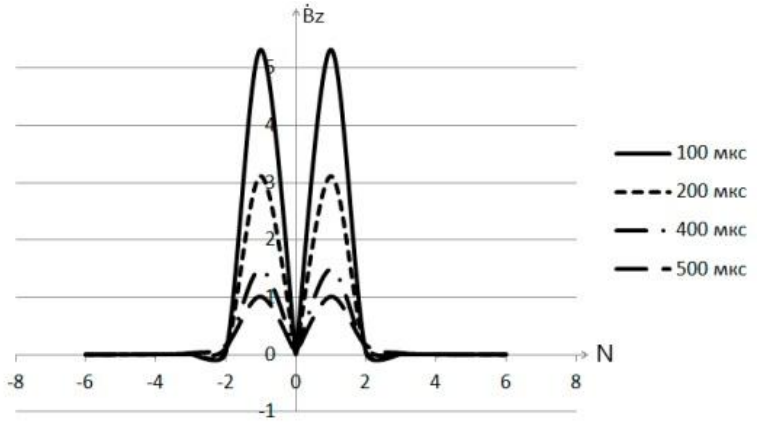


Рис. 2. Графики электропрофилирования методом переходных процессов в совмещенном варианте над вертикальной полуплоскостью, рассчитанные по формуле, разработанной для качественного анализа неустановившегося поля над наклонным пластом [3]

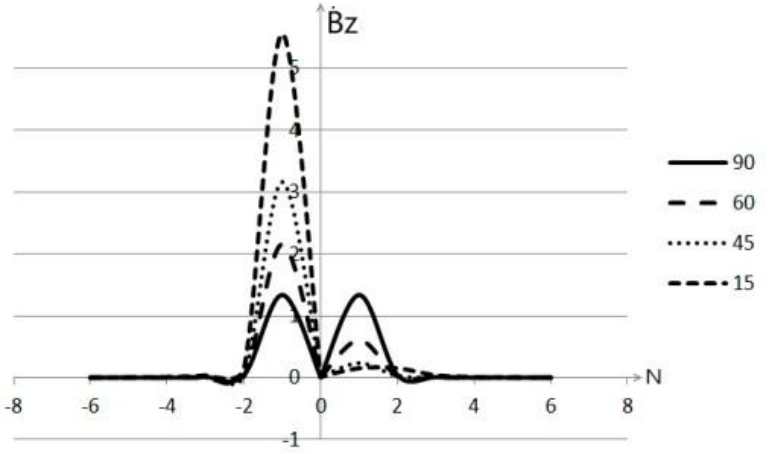


Рис. 3. Графики электропрофилирования, рассчитанные по формуле (3) над наклонным пластом под разными углами [3]

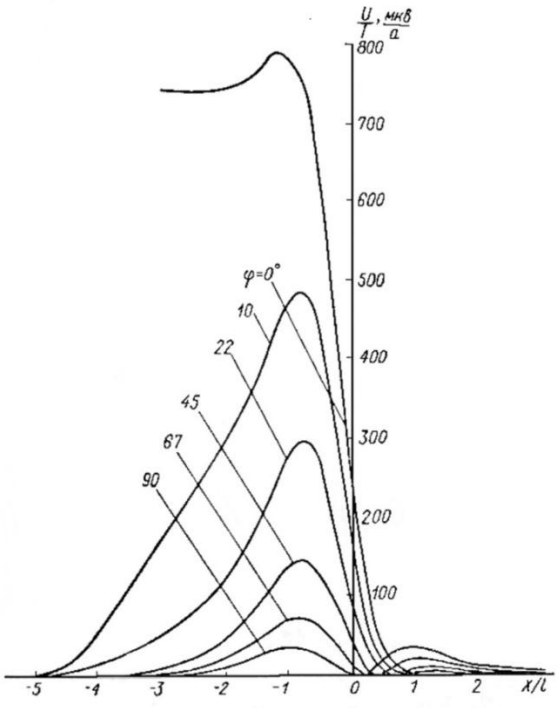


Рис. 4. Графики электропрофилирования, построенные по данным физического моделирования (по Каменецкому, 1979)

Литература:

1. Бинс К., Лафренсен П. Анализ и расчет электрических полей.- М.: Энергия. 1970.

2. Захаров В.Х. Электроразведка методом дипольного индуктивного профилирования.- Л.: Недра. 1975.

3. Исаев Г.А., Ним Ю.А., Рабинович Б.И. Тонкий низкоомный пологозалегающий пласт в поле вертикального магнитного диполя // Тр. СНИИГиМС.- 1973.- Вып. 172.- С. 51-57.

4. Ним Ю.А., Романова Л.П., Илларионова М.Г. Экспериментально-численное исследование импульсного электромагнитного поля пластовой горизонтально-неоднородной структуры при ее возбуждении горизонтальным магнитным диполем // Разведка и охрана недр. –2015. -№11. –С. 22-27.

5. Руководство по применению метода переходных процессов в рудной геофизике/Под ред. Ф.М. Каменецкого.- Л.: Недра. 1979.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ КУН-МАНЬЁНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Песков А.Ю.[1], Диденко А.Н.[1,2], Гурьянов В.А.[1]
[1]Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

На юго-востоке Алдано-Станового щита Сибирского кратона относительно недавно выделен кунманьёнский палеопротерозойский интрузивный комплекс малых интрузий [1] (рис. 1). В пределах данного комплекса выявлено 2 крупных Cu–Ni месторождения cPt рудоносностью. Возраст вебстеритов этого комплекса оценивается в 1700 ± 12 млн лет (U-Pb, по цирконам), Sm-Nd изохрона по пироксенам, плагиоклазам и слюде показывает 1812 ± 66 млн лет [1]. Объектом петро- и палеомагнитных исследований явились вебстериты и кортландиты, отобранные из четырех геологических тел кунманьёнского интрузивного комплекса: даек «Меридиональная» и «Черный Исполин», а также силлов «Кубук» и «Икэн». Интрузии слагают несколько пространственно разобщенных линейно-вытянутых в северо-западном направлении (за исключением дайки «Меридиональная») структур.

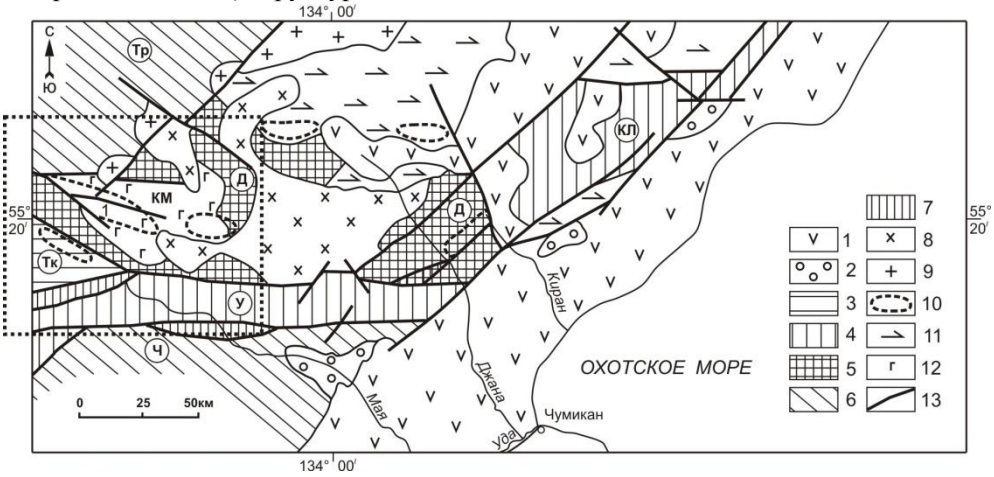


Рис.1. Тектоническая схема юго-восточной окраины Алдано-Станового щита [1].
Условные обозначения: 1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса. 2 – осадочно-вулканогенные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. 3–6 – раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента: 3 – Туксанийский (Тк) гранулито-мраморно-кристаллосланцевый блок; 4 – Удско-Майский (У) и Кирано-Лавлинский (КЛ) гранит-зеленокаменные троги (грабены); 5 – Джанинский (Д) гранулито-кристаллосланцевый; 6 – Тырканский (Тр) гранулито-гнейсовый и Чогарский (Ч) гранулито-гнейсо-кристаллосланцевый. 7 – зоны динамометаморфизма.

8 – меловые гранитоиды. 9 – палеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса. 10 – ареалы малых тел палеопротерозойских никеленосных мафит-ультрамафитов кунманьёнского комплекса (1 – Курумканский ареал). 11 – архейские анортозиты Джугджурского массива. 12 – архейские метагабброиды Кун-Маньёнского массива (КМ). 13 – разрывные нарушения. Пунктирная линия – контуры кунманьенского интрузивного комплекса.

Петромагнитные исследования

В результате проведенных петромагнитных исследований рассчитаны направления максимальной, средней и минимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости (АМВ). Для изученных образцов из даек «Меридиональная» и «Черный Исполин» координаты максимальной оси эллипсоида АМВ совпадают с азимутом и углом падения этих тел. Для образцов из силла «Кубук» максимальная ось эллипсоида АМВ совпадает с азимутом простирания тела, а средняя ось эллипсоида – с азимутом и углом его падения. Таким образом, в изученных образцах мафит-ультрамафитов установлена связь между АМВ и формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

По данным термомагнитного анализа (ТМА) основным носителем намагниченности в изученных вебстеритах и кортландитах кунманьенского комплекса является магнетит с температурой (точкой) Кюри (Тс) 575 – 580 °С.

Палеомагнитные исследования

В результате проведенных палеомагнитных исследований выделена древняя характеристическая компонента намагниченности (ChRM) во всех исследованных интрузивных телах. Средние направления ChRM для даек «Черный Исполин» и «Меридиональная» имеют близкие значения: Dec = 40.8°, Inc = 29.6°, K = 29.2, a95 = 12.6°; Dec = 28.2°, Inc = 41.2°, K = 13.8, a95 = 12.1°, соответственно (рис. 2а) [2]. Средние направления НТС, полученные по силам «Икэн» и «Кубук» также близки между собой (Dec = 56.7°, Inc = 58.7°, K = 24.1, a95 = 15.1°; Dec = 61.8°, Inc = 54.6°, K = 24.8, a95 = 9.9°, соответственно), но отличаются от средних направлений ChRM, полученных по дайкам (рис. 2б). Данное распределение средних направлений ChRM позволяет выделить, по крайней мере, два магматических этапа в формировании кунманьенского комплекса. Согласно имеющимся оценкам изменения направления геомагнитного поля [4] перерыв между магматическими этапами составлял ≈ 1000 лет.

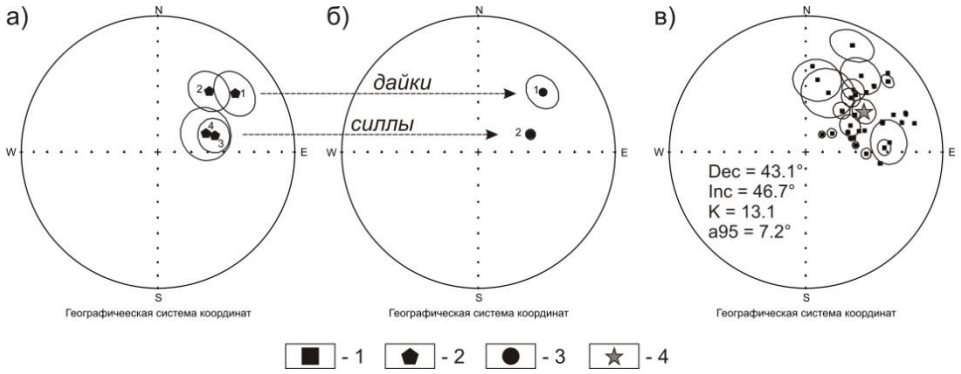


Рис. 2. Распределение проекций направлений высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в мафит-ультрамафитах Кун-Маньёнского рудного поля для: точек отбора (сайтов) (а), типов интрузивных тел (б), образцов (в).

Условные обозначения: 1 – проекция направления ChRM образца; 2 – проекция среднего направления ChRM в точке отбора (сайта); 3 - проекция среднего направления ChRM для каждого типа интрузивного тела; 4 - проекция среднего направления ChRM для всех изученных образцов.

Для всех изученных геологических тел было рассчитано общее направление ChRM по сайтам и по образцам. Для определения координат палеомагнитного полюса было использовано среднее направление ChRM, рассчитанное по образцам: Dec = 43.1°, Inc = 46.7°, K = 13.1, a95 = 7.2° (рис. 2в). Координаты палеомагнитного полюса, с учетом поправки за разворот Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского в палеозое [5], составили: Plat = -55.3°, Plong = 100.8°, dp = 9.3°, dm = 6.0°. Рассчитанные координаты палеомагнитного полюса близки к сегменту траектории кажущейся миграции плюса (APWP) Сибири [3] на ≈ 1710 – 1730 млн лет.

В результате проведенных петромагнитных и палеомагнитных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости изученных мафит-ультрамафитов связана с формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

2. Направления ChRM в изученных интрузивных телах фиксируют, по всей вероятности, два магматических этапа формирования Кун-Маньёнского рудного поля с перерывом между этапами ≈ 1000 лет.

3. Возраст ChRM, установленной в мафит-ультрамафитах кунманьенского комплекса, оценивается в 1710 – 1730 млн лет. Сопоставление с имеющимися геохронологическими данными (1700 ± 12 млн лет (U-Pb, по цирконам) [1]) свидетельствуют о первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности.

4. Полученные палеомагнитные данные подтверждают, что полная консолидация Сибирского кратона произошла во второй половине палеопротерозоя (на рубеже ≈ 1720 млн лет Сибирский кратон являлся единым тектоническим элементом).

Работа выполнена в рамках Гос. Задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании РФФИ (проект № 15-05-03171а), Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-030).

Литература:

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 4. С. 505–508.

2. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Косынкин А.В. Петро- и палеомагнитные исследования кортландитов кунманьёнского интрузивного комплекса // Вестник ДВО РАН. - 2014. - № 4 (176). - С. 32-39.

3. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu, Guryanov V.A., Kosynkin A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian research. 2015. P. 58–77.

4. Gallet Y., Genevey A., Le Goff M. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Pl. 2002. Int. V. 131 (1). P. 1–89.

5. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276 P. 229 – 242.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Петров А.Ф.[1], Шибаев С.В.[1], Козьмин Б.М.[2], Тимиршин К.В.[1]

[1]Якутский филиал Геофизической службы СО РАН

[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Области вне зон активного проявления сейсмичности, вулканизма и складчатости считаются стабильными. В то же время, различия в абсолютных значениях скоростей вертикальных и горизонтальных движений, амплитудах смещений и деформаций, проявлениях геодинамических процессов и сейсмичности в высоко и относительно слабо тектонически активных областях, не исключают необходимость решать на этих территориях прогнозные, геодинамические, актуальные научные и технические задачи, обеспечивающие безопасность, устойчивое экономическое и экологическое развитие расположенных в их пределах регионов.

К таковым «малоактивным» относится и восточная часть Сибирской платформы. В её тектоническом строении участвуют крупнейшие структуры: Алданская, Анабарская и Непско-Ботуобинская антеклизы, Вилюйская и Тунгусская синеклизы, Алданский щит и Анабарский массив, Предпатомский, Лена-Анабарский и Предверхоянский краевые прогибы, Алдано-Майское перикратонное опускание и другие, каждая из которых характеризуется специфическими чертами строения, историей развития и характером геодинамических процессов. [5, 8]. С точки зрения выявления закономерностей развития и интенсивности сейсмических событий на платформе особый интерес вызывают неотектонические проявления сейсмотектоники, их отражение в современном рельефе, а также связь современных движений земной коры с палеотектоническими структурами.

Так данные по интенсивности и знаку неотектонических движений в ряде крупных структур Сибирской платформы не всегда согласуются с уровнем сейсмической активности на тех же участках. Так по материалам нивелирования первого класса [3, 2] не установлена прямая связь палеоструктур (антеклиз, синеклиз) с направлением движения литосферных блоков в восточной части Сибирской платформы. Например, вертикальные движения территории Анабарского массива, начавшиеся, скорее всего, в мезозое, продолжаются до сих пор со скоростью до 16мм/год. Иная обстановка в пределах Алданского щита. Активные положительные вертикальные движения палеогена, в новейший этап сменились интенсивным опусканием территории щита и всей Алданской антеклизы со скоростью до 7 мм/год. Расположение названных структур относительно существующих сейсмических поясов: Арктико-Азиатского на северо- востоке и Байкало-Станового на юге Якутии примерно одинаково, влияние последних на эти геологические объекты существенно различается. На севере, на Анабарской антеклизе, за всё время инструментальных наблюдений зафиксировано несколько слабых землетрясений, а на юге Якутии, в пределах Алданского щита и одноимённой антеклизы, за 60 лет мониторинга зафиксированы тысячи землетрясений, интенсивностью до 9–10 баллов по шкале MSK-64. Геодинамические напряжения действующие в Байкало-Становом сейсмическом поясе в настоящее время оказывают интенсивное влияние на сейсмотектонические процессы в центральной Якутии (междуречье Лены и Вилюя). Здесь в северо-восточном направлении на расстояние более 1000 км и шириной до 300 км, располагается полоса различных тектонических структур, объединяемых в Центрально-Якутскую палеорифтовую зону. Её западный фланг подвергается воздействию со стороны Байкало-Патомской горной области, которая в виде крутой дуги вторгается в Сибирскую платформу. Результатом такого внедрения является формирование в Предпатомском предгорном прогибе большого количества надвигов [1] и раздвигание Алданской и Анабарской антеклиз. Здесь же, среди палеозойских и мезозойских отложений, на дневную поверхность выведены протерозойские отложения Уринского антиклинория, юго-восточнее которого располагаются дислоцированные толщи Берёзовской впадины., где в 1974 году произошло крупное 6 балльное Средне- Ленское (Меличанское) землетрясение. К северо-востоку от Уринского антиклинория и Непско-

Ботуобинской антеклизы в составе Центрально-Якутской палеорифтовой зоны наиболее крупными структурами являются Кемпендяйская и Ыгыаттинская впадины, Сунтарский выступ, отделяемые от структур Вилюйской синеклизы Нижнетюнгским и Чабыдинским поперечными поднятиями. Мезозойские толщи Вилюйской синеклизы граничат с складчатыми структурами Верхояно-Колымской орогенной горной области. Последняя по серии разломов надвинута на Сибирскую платформу на расстояние около 150 км [5, 8]. В пределах синеклизы выделяются крупные структуры: Линденский и Лунгхинский прогибы, Сыангдинская и Нижнелинденская депрессии, Хапчагайский мегавал, Тас-Тумусское поперечное поднятие и др., на территории которых выявлены месторождения нефти и газа. По данным [7], южная ветвь Предверхоянского краевого прогиба сдвинута (правый сдвиг) в юго-восточном направлении по разломам Центрально-Якутской палеорифтовой зоны на расстояние около 100 км.

В строении Центрально-Якутской палеорифтовой зоны выделяется несколько систем разломов преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания, располагающихся на границах тектонических структур и внутри их. Они представлены взбросами, сбросами и сдвигами [5, 6] Их формирование происходило в поле широтного тангенциального сжатия и растяжения, на что указывает и кулисообразное расположение складок в пределах Хапчагайского мегавала [7].

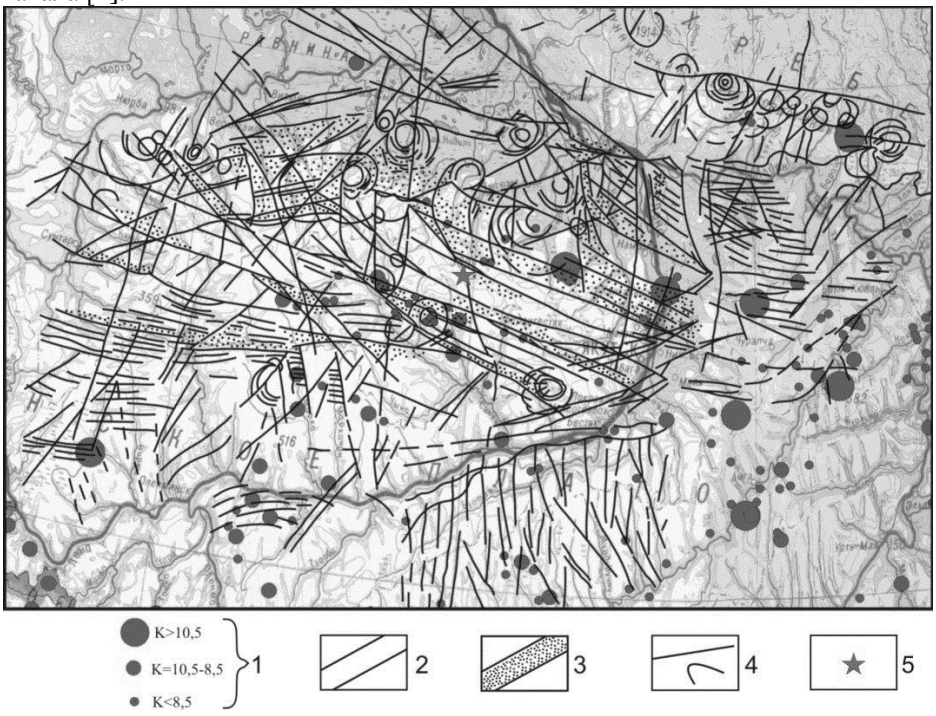


Рис. Сейсмотектоника Центральной Якутии.
1 – эпицентры землетрясений; 2 – горсты; 3 – грабены; 4 – линеаменты и кольцевые структуры; 5 – палеовулкан.

Центрально-Якутская палеорифтовая зона на всём протяжении, включая южный борт Вилюйской синеклизы, является относительно сейсмоактивной (рисунок). Здесь известны современные землетрясения интенсивностью до 6 баллов по шкале MSK-64, подробно описанные в [9] и вулканы верхнемезозойского возраста [4]. По данным К.И. Микуленко [7], в отложениях перми и триаса Вилюйской синеклизы описаны следы воздействия землетрясений и активная вулканическая деятельность.

Характер современного геодинамического режима на территории восточной части Сибирской платформы позволяет сделать вывод не прекращающемся влиянии на неё Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской орогенных областей, на которые в свою очередь воздействуют раздвиг в Байкальской рифтовой зоне и сжатие, возникшее в результате коллизии Евроазиатской и Тихоокеанской литосферных плит (зоны Заварицкого-Беньофа в районе Камчатки).

Таким образом, территории Восточной части Сибирской платформы в настоящее время испытывает сжатие под воздействием континентального спрединга в Байкальской рифтовой зоне и коллизии в Олёкмо-Становой сейсмической зоне на юге Якутии. В то же время, геодинамическая обстановка сжатия в Арктико-Азиатском поясе также обусловлена выжиманием Сибирской платформы на запад в результате субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Азиатский континент, что и определяет обстановку сжатия на границе Североамериканской и Евразиатской литосферных плит. Этот механизм подтверждается данными GPS- наблюдений, на сейсмических станциях Северо-Востока России [10]. Анализ палео- и современной сейсмичности и неотектонических особенностей Центрально-Якутской палеорифтовой зоны, Алданской антеклизы и Алданского щита позволяет сделать вывод о потенциальной сейсмической опасности их территории для строящихся и существующих крупных объектов: трубопроводов, городов, ГОКов и необходимости учёта сейсмических воздействий в проектах нового строительства и при повышении устойчивости существующих объектов.

Литература:

1. Берзин А. Г., Ситников В. С., Марсанова М. Р. Особенности тектонического строения сочленения Сибирской платформы и Байкало-Патомской складчатости (Предпатомский сектор). // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск. 2015. – С. 53–58.

2. Бочаров Г. В., Петров А. Ф., Козьмин Б. М., Шибаев С. В. Геодезический мониторинг геодинамических процессов в Якутии. // Геодезия и картография. 2005. №2. – С. 18–21.

3. Бочаров Г.В., Гусев Г. С., Петров А. Ф., Спектор В. Б. Карта современных вертикальных движений территории Якутской АССР м–ба 1: 2 500000. – ЯкутАГП. 1980.

4. Костин А. В., Гриненко В. С. и др. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область» // Наука и образование. 2015. №1. – С. 30–36.

5. Мокшанцев К.,Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. // Тектоника Якутии. – Новосибирск. 1975. – 178 с.

6. Разломная тектоника территории ЯАССР. Ответственный редактор К. Б. Мокшанцев. – Якутск.1976. – 175 с.

7. Ситников В.С., Спектор В.Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций. // Геофизические исследования в Якутии. Якутск. ЯФ СО АН СССР. 1978.С.35-45.

8. Тектоническая карта Якутской АССР м-ба 1: 2 500 000. – ГУГК. 1976.

9. Шибаев С. В., Петров А. Ф., Тимиршин К. В., Козьмин Б. М. Проявления сейсмичности в Центральной Якутии. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы 10-й Международной сейсмологической школы. Азербайджан. – Обнинск. 2015. –С. 364–367.

10. V.M. Solovyev, V.S. Seleznev, A.S. Salnikov, V.YU. Timofeev, S.V. Shibaev, A.F. Petrov, A.V. Liseikin, A.E. Shenmayer. //Seismicity and deepstructure of the joint area of Eurasian, North American and Okhotomorskplates". AGU Fall Meeting of the Americas. 14 -17 Mai 2013. Cancun. Mexico.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ[1]

Прудецкий Н.Д., Соколов К.О.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Разрывные нарушения являются самой широко распространенной группой структур в земной коре [1]. Для исследования разрывных нарушений возникает ряд задач, которые необходимо решать с помощью геофизических методов, таких как, например, сейсморазведка, гравиразведка, магниторазведка. Современные исследования также показывают перспективность применения метода георадиолокации для изучения строения горных пород в разрывных нарушениях в области распространения многолетнемерзлых горных пород [2].

Для исследования разрывных нарушений роль метода георадиолокации особенно важна при определении глубины, формы залегания и границы зоны разлома (до 30м), на закрытых и плохо обнаженных районах. По опыту ранее проведенных исследований методом георадиолокации в Анабарском алмазоносном районе (ААР), оптимальное время проведения измерений является весна (апрель-май), когда горные породы находятся в максимальном промерзании. При этом, отсутствует слой сезонного протаивания из-за которого возникает кратное переотражение сигналов, усложняющее интерпретацию георадиолокационных данных. Георадиолокационные профиля необходимо

[1] *Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 15-45-05119)*

проложить вкрест простирания разлома (рис. 1) и проводить в виде площадной съемки, чтобы зарегистрировать георадиолокационный сигнал от зоны разрывных нарушений и от ненарушенной части участка.



Рис. 1. Схема георадиолокационных профилей

Расстояния между профилями выбирается исходя из протяженности разрывного нарушения. Для обеспечения детальности и надежности изучения зоны разрывных нарушений при интерпретации желательно сопоставление с результатами магниторазведки по площади и глубине исследований. Параметры зондирования определяются применительно к исследуемому участку: количество трасс в зависимости от протяженности профиля, развертка времени от глубины измерения, накопление сигнала от скорости и маршрута движения. Данный методический подход исследования разрывных нарушений был применен на россыпном месторождении на Северной части Оленекского поднятия.

На россыпном месторождении, были проведены георадиолокационные исследования, георадаром «ОКО-2» с антенным блоком АБДЛ «Тритон» с центральной частотой 50 МГц, позволяющий проводить измерения на глубину до 30 м. Участок имеет сложное геологическое строение, сложено терригенными и карбонатными породами туркутской, кессюсинской и еркекетской свит. Источниками аномальных объектов, большей частью являются магматические образования разных возрастов, состава и морфологических типов, приуроченные, как правило, к разрывным нарушениям.

На рисунке 2 представлен георадиолокационный разрез по профилю 6 участка 016 длиной 1000м. Интерпретация разреза основана на сопоставлении данных георадиолокации со статистическим зондированием аномального магнитного поля (ΔTa).

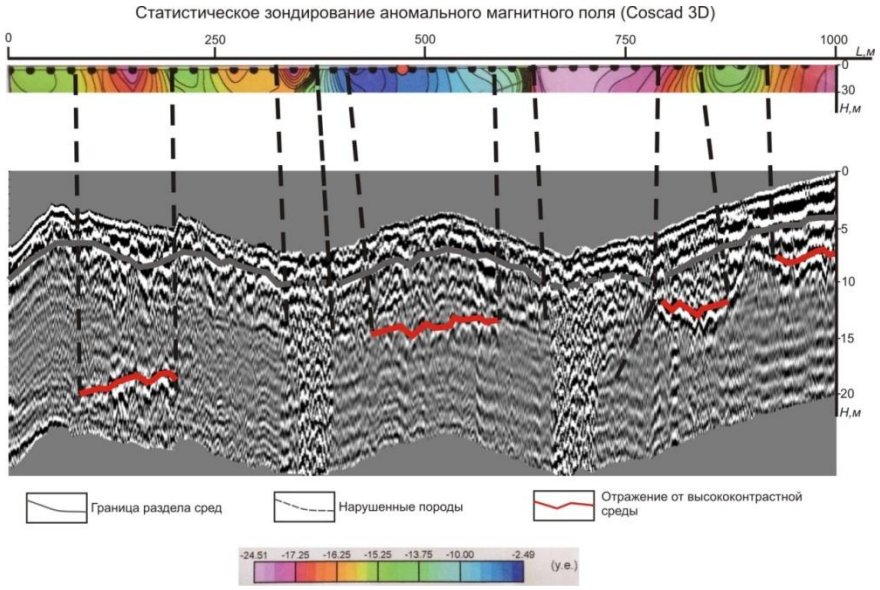


Рис. 2. – Глубинный георадиолокационный разрез по профилю 6 (участок 016)

На георадиолокационном разрезе на глубине 3-6м выделена сплошной линией граница раздела терригенных отложений, пунктирной отмечена структура нарушенных пород, интерпретируемая нами, как зона разрывных нарушений. На разрезе статистическое зондирование аномального магнитного поля это зона проявляется, как менее магнитоактивные горизонты. В районе 400-600м профиля выделяются аномалии магнитного поля. По данным зондирования методом переходных процессов (ЗМПП) в близповерхностных условиях (на средних глубинах в 40 метров) в районе магнитной аномалии наблюдается проводящая область. На радарограмме, на глубине 10м есть граница отражение от высококонтрастной среды.

Таким образом, представленный разрез показывает, что георадиолокационные исследования позволяют выделять зоны разрывных нарушений (до 30м) и дают возможность дистанционного картирования зоны разлома.

Литература:

1. Кушнарев, И. П. Методы изучения разрывных нарушений / И.П. Кушнарев // М.: «Недра». -1977.-248 с.

2. Соколов, К.О. Возможности георадиолокации при исследовании разрывных нарушений на месторождениях полезных ископаемых криолитозоны / К.О. Соколов, П.А. Попков, Н.Д. Прудецкий // Горный информ.-аналит.бюллетень.- 2013.- №3.- С.351-355.

ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОМАГНИТНОГО МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ ПРИ ПОИСКЕ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ, А ТАКЖЕ ПРИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Решетников М.В., Ерёмин В.Н., МамедовР .М.
Саратовский национально-исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, г. Саратов

В мировой нефтегазоразведке особое значение при поиске месторождений придается поверхностной геохимии, методы которой активно разрабатываются многими фирмами. В отечественной нефтеразведке им уделяется меньше внимания, но в последнее десятилетие активные работы в этом направлении ведутся в Татарстане, Калининградской области и в Западной Сибири [1, 4, 5].

Экономическую обоснованность и жизнеспособность новых поисковых технологий, при условии их надежного физико-химического обоснования, определяют три фактора: приемлемая себестоимость, оперативность и массовость опробования, достаточная для использования статистических методов обработки результатов. Совокупности этих условий, отвечает новая технология комплексной магнитометрической и газо-геохимической съемки, разработанная НИИ Геологии Саратовского Государственного Университета на базе ОАО «Саратовнефтегеофизика» [2]. Она основана на сочетании термомагнитного метода и определений абсорбированных углеводородных газов с использованием в качестве опорного горизонта современного почвенного покрова. Последний, является активным геохимическим барьером, в пределах которого углеводородокисляющие и сульфатредуцирующие бактерии продуцируют CO_2 и H_2S. Их взаимодействие с соединениями почвенного железа в зоне влияния глубинных залежей углеводородов сопровождается формированием повышенных концентраций аутигенных почвенных сульфидов и карбонатов железа, которые при нагреве до температур 450 – 500 ^{0}C переходят в магнетит:

$$3FeS_2 + 8O_2 = Fe_3O_4 + 6SO_2,$$

$$6FeCO_3 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 6CO_2.$$

За счёт этих фазовых превращений резко возрастает магнитная восприимчивость образцов почв, что легко фиксируется любым серийным измерителем магнитной восприимчивости. Величина прироста определяется с помощью термомагнитного коэффициента (dk):

$$dk = kt/k,$$

где k – исходная магнитная восприимчивость почвенного образца, а kt - его величина после прогрева.

Отсюда следует схема эксперимента: измерение магнитной восприимчивости почвы до нагрева (k), затем нагрев, измерение магнитной восприимчивости после нагрева (kt) и определение термомагнитного показателя (dk). На фоновых участках, находящихся вне зон влияния углеводородных залежей, термомагнитный коэффициент не превышает значений 1,1 – 1,5, редко достигает 1,8 – 2,5. Над залежами нефти и газа в зависимости от конкретных геологических условий

коэффициент варьирует в почвах от 3 до 30 единиц [2, 3, 6] Одновременно определяются концентрации в почвах углеводородных газов (УВГ) в ряду от метана до гексана.

Технология комплексных поисков на основе почвенной термомагнитометрии и газогеохимии активно апробируется сотрудниками Саратовского университета в Нижнем Поволжье и Южном Приуралье, где в последние годы установлено широкое распространение в почвах сорбированных УВГ метан-гексанового ряда со сложным площадным распределением участков их высоких и пониженных концентраций. Термомагнитным анализом в почвенных пробах при этом установлено присутствие тонкодисперсных аутигенных сульфидов и карбонатов железа. Специальными работами на нефтегазоносных структурах присутствие интенсивных почвенных термомагнитных и газовых аномалий установлено лишь на участках развития углеводородных скоплений и их отсутствие за контуром залежей. Многие термомагнитные и углеводородные аномалии в почвах формируют кольцевые или полукольцевые структуры над крыльями продуктивных антиклинальных поднятий. [2, 3, 6].

Выше изложенное, свидетельствует о миграционной природе почвенных углеводородных аномалий. Сочетание термомагнитного метода с газовой съемкой позволяет фиксировать почвенные газовые поля и сопутствующую аутигенную минерализацию в форме сульфидов и карбонатов железа, которые возникают в процессе биогеохимических трансформаций углеводородных газов в результате жизнедеятельности углеводородокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий.

Данная технология обладает рядом преимуществ, выгодно отличающих её от известных аналогов. Она не требует затрат на мелкое бурение и дорогостоящие искусственные сорбенты. Не создает проблем с опробованием сельскохозяйственных земель, поскольку отбор проб ведется в пеших маршрутах. Отличается экспрессностью, способностью к обработке больших массивов данных и малой затратностью (~ 3 - 4 % от стоимости сейсморазведки 3D). Способность комплекса методов к работе на малоамплитудных мелких структурах и неструктурных залежах особенно важно для областей, где фонд крупных и средних месторождений практически исчерпан. Термомагнитный метод способен к быстрой выдаче предварительных результатов, что способствует оперативной постановке заверочных работ на перспективных участках.

Предлагаемая технология имеет значительный диапазон применения:

- опережающее региональное обследование слабоизученных территорий с выделением перспективных площадей;
- работа в комплексе сопровождения сейсморазведки;
- детальные работы по оценке перспективности конкретных структур до постановки поискового бурения;
- изучение экологического состояния эксплуатируемых месторождений нефти и газа и оценка загрязнения почв и пород зоны аэрации техногенными подземными скоплениями нефти и ее производных.

В настоящее время термокаппаметрия широко используется при поиске и разведке нефтяных и газовых месторождений, а также при оценке геоэкологического состояния объектов хранения углеводородов.

Ниже рассматривается практическое применение термомагнитного метода в комплексе с газо-геохимической съемкой при изучении на территории месторождения углеводородного сырья в Оренбургской области.

Методы исследований.

Отбор и подготовка проб велись в соответствии с ГОСТ 17.4.4.02-84. Точки отбора проб размещались с учётом розы ветров, особенностей микрорельефа, плана размещения зданий и коммуникаций. В соответствии с требованиями ГОСТа опробованию подвергалась верхняя часть почвенного горизонта «А» до глубины 5 сантиметров, где обычно накапливается основная масса загрязнителей, выпадающих из атмосферы [2].

Размеры пробных площадок варьировали от 2 - 3 до 10 м^2. Отбор проб проводился методом конверта – одна проба в центре, четыре по углам площадки, также по 2-3 пробы вокруг вершин конверта. Вес объединённой пробы варьировал в пределах 0,5 – 1 кг [2].

Исследованный участок составляет площадь около 20 км^2. На территории пробурено 4 поисково-разведочных скважины. Опробование проводилось по профильной схеме. Ориентация профилей и точки их пересечения были заданы так, чтобы линии опробования пересекли три локальные структуры, установленные сейсморазведкой и прошли вблизи скважин №№ 1, 2, 2Б, 3. Всего по четырем профилям отобрано 104 почвенных проб с интервалом в 200 м, все из которых подвергнуты петромагнитным исследованиям, а в 43 пробах выборочно выполнены определения сорбированных углеводородных газов.

Петромагнитные измерения проводились для получения информации о вещественном составе и условиях формирования почв. Исследования состояли из измерения магнитной восприимчивости (k), термокаппы (kt). Каппаметрический анализ заключается в измерении параметра k и широко применяется для получения оперативной информации о концентрации пара- и ферромагнитных минералов в горных породах. В исследованиях почвенного покрова каппаметрический анализ применяется для оценки техногенной трансформации почвенного покрова в результате привнесения в почву магнитных частиц техногенного происхождения.

Газо-геохимические исследования проводились в лабораторных условиях при помощи хроматографического комплекса «Хроматэк Кристал-5000». В отобранных образцах определялась концентрация следующих сорбированных газов: метан, этан, пропан, изобутан, необутан, изопентан, неопентан, гексан, непредельные углеводороды.

Результаты петромагнитных исследований.

При поисково-прогнозной оценке термомагнитных данных принципиально важна объективная оценка местного термомагнитного фона, который может варьировать в широких пределах. Опыт термомагнитных работ на углеводородных месторождениях Степновского вала в Поволжье и в Южном Приуралье показал, что термомагнитный коэффициент на фоновых участках не превышает значений 2-2,5. В единичных точках он достигает величин 2,5-3 при глубине залежей в 2500-2700м. Термомагнитные аномалии в этих условиях выделялись при значениях dk = 3-4. В районах неглубокого (порядка 1000м) залегания залежей или в зонах активного проявления дизъюнктивной тектоники, наблюдаются значительные

изменения в термомагнитной параметристике. Местный термомагнитный фон возрастал до 5-8, а на аномальных участках значения термокапы возрастали до 10-25 единиц.

Исследованный участок, включающий территорию Остролукской структуры, повсеместно характеризуется повышенными термомагнитными параметрами почв. Пробы с низкими (<5) значениями dk в выборке из 104 образцов практически отсутствуют. Около 80% проб имеют dk в пределах 5-9 единиц, что принято за локальный термомагнитный фон. За пороговый аномальный уровень принято значение dk = 8,5, при котором в разряд аномальных попадает до 20% проб с термомагнитными коэффициентами в пределах 10,2-12,8 единиц.

Результаты газо-геохимических исследований.

Для изучения характера газогеохимического поля в пробах почв определялись абсорбированные УВ газы, которые несут достаточно объективную информацию о характере приповерхностного газового поля. В качестве депонирующего горизонта был использован горизонт «А» современной почвы, поскольку почвенная органика является активным сорбентом и наиболее мощным биохимическим барьером для миграционного газового потока. Эта исходная посылка подтверждена экспериментально путем сопоставления концентраций абсорбированных УВ газов из почв и подпочвенного субстрата с глубин 1 и 2 м. Установлено систематическое от 1,5 до 3 раз превышение концентраций абсорбированных УВ газов в почве относительно подстилающих суглинков. Слабые аномалии в почвообразующих породах корреспондируют с почвенными, но интерпретация последних более проста и надежна ввиду их более высокой интенсивности.

Выводы.

В настоящее время можно судить лишь о намечающихся тенденциях:

1. Наблюдается пространственная приуроченность основных аномалий к восточной и юго-восточной частям обследованной территории, где можно предполагать наличие крупного аномального поля исследованных параметров северо-восточного простирания.

2. В северной и западной частях территории, по данным геохимии и термомагнитометрии в настоящее время не намечается каких-либо перспективных участков.

3. При окончательной оценке перспектив центральной части района следует учесть наличие ТМ и УВ аномалий близ скв. №3. Незначительные притоки нефти в данной скважине обусловлены, возможно, ее приуроченностью к краевой части залежи, основная часть которой намечается в 1-1,5 км юго-юго-восточнее скв. 3.

При совокупности полученных данных авторы считают возможным представить для обсуждения рекомендацию на постановку площадной термомагнитной и газогеохимической съемки с целью локализации и оконтуривания конкретных аномалий и их поисковой оценки. В случае подтверждения предварительного заключения о малой перспективности северной и северо-западной площадей, представляется целесообразным изменить

ориентацию исследований на участки, примыкающие с юга и юго-запада к обследованному полигону.

Литература:

1. Круглякова Р.П. и др. Геохимические методы поисков нефти и газа на акваториях. М., 2003. 46с.// Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья:. Обзор. ООО «Геоинформцентр».

2. Молостовский Э.А., Фролов И.Ю., Гришанов А.Н., Головин Б.А., Селенков В.Н. Апробация ряда физико-химических методов для оценки нефтегазоносности площадей в Саратовском Поволжье. В сб.: Приоритетные направления геолого-разведочных работ на территории Приволжского и Южного федеральных округов в 2004-2010 гг. Саратов. СОЕАГО. 2003. 134-135с

3. Молостовский Э.А., Фролов И.Ю. Отчет по теме: «Выявление причин загазованности в верхней части разреза на Сорочинско-Никольском месторождении нефти». Саратов. 2003. 82с.

4. Старобинец И.С. и др. Массоперенос углеводородных и неуглеводородных компонентов из залежей нефти и газа. В кн.: Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений. М.: Недра. 1993. 14-56 с.

5. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа. Под ред. Е.В. Каруса. М.: Недра. 1986. 336с

6. Фролов И.Ю., Молостовский Э.А., Гришанов А.Н. Способ прогнозирования перспективности площадей на нефть и газ. Патент РФ № 2215309, регистрация в реестре 27.10.2003.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Саввин Д.В., Федорова Л.Л.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

В настоящее время водоснабжение г. Якутска, осуществляется в основном за счет поверхностных вод р. Лена. Использование поверхностных вод не может рассматриваться как перспективное, поскольку они подвержены загрязнению. Поэтому вопрос обеспечения подземными источниками водопотребления рассматривается как актуальная проблема [1].

В данной работе рассмотрен опыт применения георадиолокации при разведке питьевых подземных вод на территории Центральной Якутии. Метод перспективный для малоглубинных исследований, который позволит изучать геологический разрез до глубин 30 м [2-5]. Основными задачами проводимых геофизических работ являлось изучение межмерзлотного водоносного криогенно-таликового комплекса, развитого в районе Центральной Якутии месторождения

пресных вод, с последующими рекомендациями для заложения гидрогеологических скважин.

На участке площадью 2,2 км^2 георадиолокация проведена по пересеченной местности с использованием методически адаптированных гибких линейных антенн АБДЛ-Тритон с центральной частотой 100 МГц. План георадиолокационных профилей представлен на рис. 1.

Для записи и последующей обработки полевых материалов использовано программное обеспечение (ПО) «GeoScan32». Привязка георадиолокационных профилей на местности выполнена с помощью приёмников GPSmap62 GARMIN и GPS Garmin eTrex20. До начала измерений, маршруты и контрольные точки заложены в программное обеспечение GPS приёмников для навигации на местности.

Протяженность каждого маршрута измерений составляет 1,32 км. По результатам площадной съемки получено 17 файлов (цифровых данных) в виде радарограмм. Результатами обработки данных георадиолокационного зондирования являются временные разрезы с выделением границ раздела сред и аномальных зон по затуханию (поглощению) и контрастности (переотражениям) сигналов. Интерпретация выделенных границ методом георадиолокации проводилась по гидрогеологическим скважинам на участке исследований, при этом корректно строится геометрия разреза по глубине и детализируется по слоистости. Пример обработки и интерпретации георадиолокационного разреза по профилю 11 представлен на рис. 2.

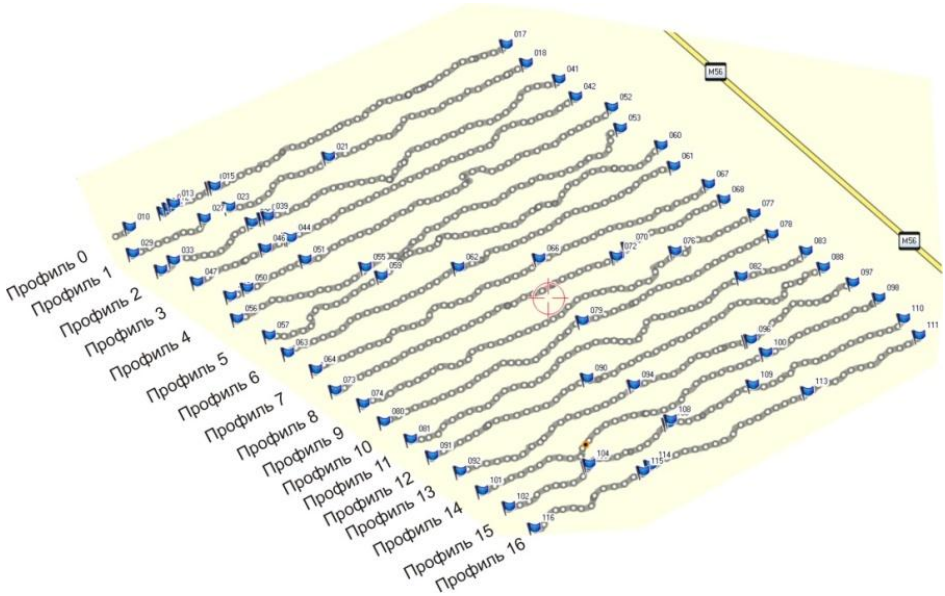


Рис. 1. План георадиолокационных профилей участка

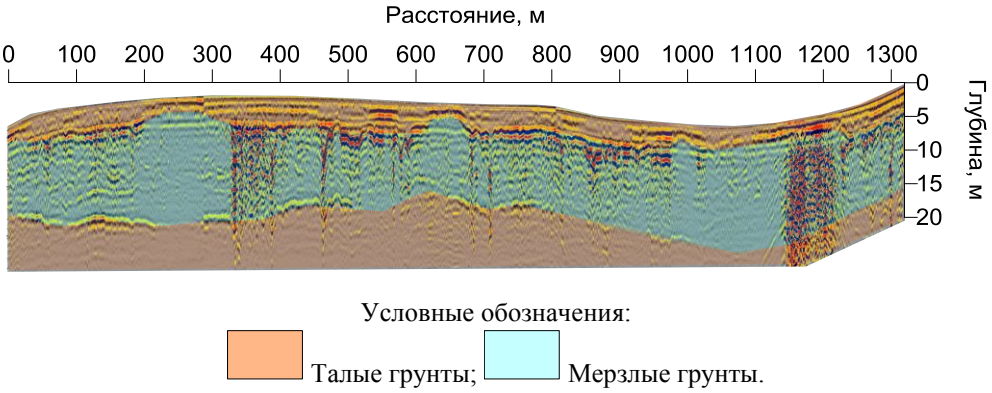


Рис. 2. Глубинный георадиолокационный разрез

Для корректного представления данных, как в разрезе, так и в плане в обязательном порядке учитывается поверхность рельефа. В результате по профилю 11 получен трехслойный геологический разрез. Максимальная мощность изучения геологического разреза методом георадиолокации составила 20 м. Верхний слой выделен в пределах до 2-5 м по глубине, интерпретируемый с сезонно-талыми грунтами участка. Граница, отраженная от подошвы выделенного талого слоя имеет высокоамплитудные значения сигналов, свидетельствующие о резком изменении диэлектрических свойств грунтов. По данным гидрогеологической скважины выделенный ниже слой интерпретируется как верхний мерзлотный горизонт участка исследований. Мощность слоя по профилю составляет 11-16 м. Ниже на глубинах 14-18 м также выделяется контрастная по диэлектрическим свойствам граница, идентифицируемая как водоносный горизонт. По данным гидрогеологической скважины водовмещающие породы представлены песчано-гравийными отложениями и галечниками четвертичного возраста. Также по профилю выделены локальные участки характеризующиеся “хаотичными” сигналами отражениями, возможно связанные с зонами инфильтрации поверхностных вод (питания водоносного комплекса). Зоны выделены в пределах 320-400 м и 1150-1200 м по профилю. По результатам площадных работ построена поверхность рельефа подошвы верхнего мерзлотного горизонта. Максимальная глубина подошвы верхнего мерзлотного горизонта составила 18,5 м, при среднем значении 13,5 м (рис. 3).

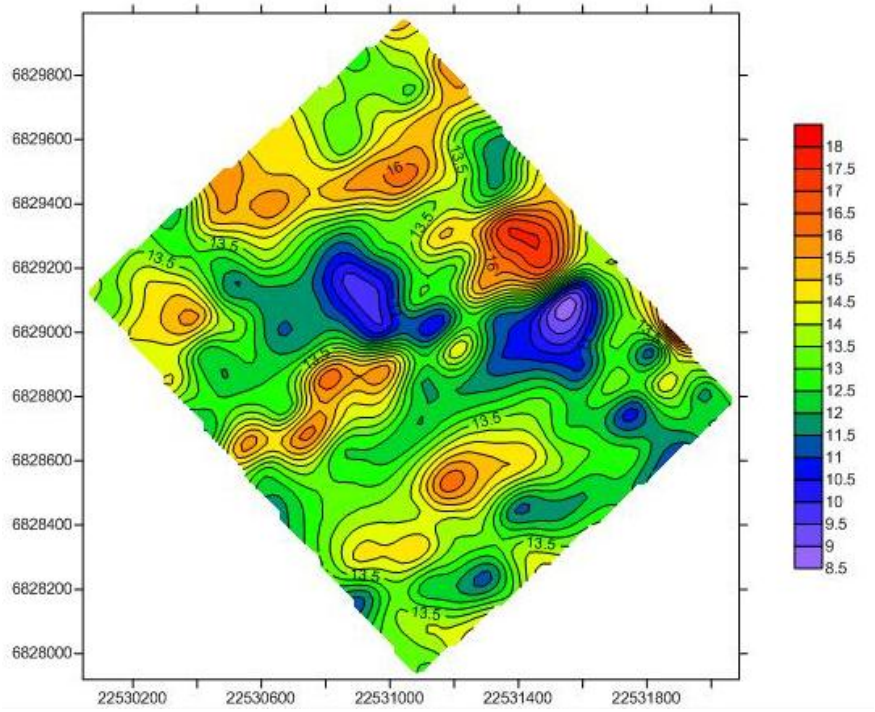


Рис. 3. Поверхность рельефа подошвы верхнего мерзлотного горизонта по данным георадиолокации

Таким образом, анализ всех радарограмм позволил на качественном уровне оценить наличие субгоризонтальных границ в разрезе, картировать наличие аномальных структур. Установлена возможность георадиолокации по определению подошвы верхнего мерзлотного горизонта с возможным определением его внутренней топологии в условиях Центральной Якутии.

Литература:

1. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М. и др. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2003. - 137 с.

2. Омельяненко, А.В. Геофизическое картирование подповерхностных геологических структур криолитозоны /А.В. Омельяненко, Д.В. Саввин, Н.Д. Прудецкий // Горн. информ. – аналит. бюл. – 2009. – отд. вып. №4: Дальний восток – 1. – С.106 – 114.

3. Соколов, К.О. Возможности георадиолокации при исследовании разрывных нарушений на месторождениях полезных ископаемых криолитозоны / К.О. Соколов, Н.Д. Прудецкий, П.А. Попков // Горн. информ.-аналит. бюллетень.- 2013г.- №3.- С.351-356.

4. Федорова, Л.Л. Георадиолокационное картирование структурных неоднородностей массива горных пород россыпных месторождений криолитозоны / Л.Л. Федорова, К.О. Соколов, Д.В. Саввин, М.П. Федоров // Сборник статей Горн.информ.-аналит. Бюллетеня.- 2014.- №11.- С. 267 – 273.

5. Fedorova, L.L. GPRmodelingofplacerdepositsgeologicalprofilesofpermafrostzone / L.L. Fedorova, K.O. Sokolov, D.V. Savvin, V.N. Fedorov, G. A. Kulyandin // GPR-2014: Proceedingsof 15thInternationalConferenceonGroundPenetratingRadar, Brussels, Belgium, June 30 - July 4, 2014.- P. 301 – 304. ISBN: 978-1-4799-6789-6. IEEE Part Number: CFP14538-ART

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В СИСТЕМЕ ХРЕБТОВ ЧЕРСКОГО В 2013 ГОДУ

Шибаев С.В.[1], Козьмин Б.М. [2], Петров А.Ф.[1], Тимиршин К.В.[1]
[1]Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Верхояно-Колымская складчатая система, развитая на северо-востоке Азиатского континента, пересекается от моря Лаптевых к Охотскому морю широкой (до 400 км) полосой эпицентров землетрясений, называемой сейсмотектонической зоной Черского. Она представляет континентальную часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса [3, 4]. В пределах названной зоны в течение 2013 г. наблюдался значительный рост сейсмической активности, отмеченный тремя крупными сейсмическими событиями.

Среди них наиболее интенсивным было Абыйское землетрясение 14.02.2013 г. с магнитудой mb=6.9 – одно из сильнейших сейсмических явлений за последние 70 лет инструментальных наблюдений на территории Республики Саха (Якутия). В структурном плане очаг Абыйского землетрясения тяготеет к северо-восточной окраине системы хр. Черского, где контактируют кайнозойские отложения Индигиро-Зырянской впадины и мезозойские структуры хребтов Момского и Андрей-Тас. Его эпицентр имеет координаты: 67.58 º с.ш. и 142.67º в.д. и расположен в ненаселённой горно-таёжной местности. Толчок произошёл на глубине 10 км. Время его появления соответствовало 13 ч. 13 мин. Гринвича (для западной половины территории Якутии, где оно ощущалось, была полночь, для восточной - первый час ночи 15 февраля по местному времени), когда многие жители арктических районов Республики Саха (Якутия) располагались ко сну или уже спали. Воздействие землетрясения в самом близком к эпицентру селе Куберганя (75 км к северо-востоку от эпицентра) соответствовало макроэффектам в 7 баллов. В деревянных 1-2-х этажных домах дребезжала посуда, стекла окон, открывались и закрывались двери, перемещалась мебель, раскачивались электролампочки. В отдельных строениях деформировало косяки дверей, так что

они не закрывались. Со столов, полок, шатающихся шкафов падали книги, часы и другие предметы. Мощный гул. Проснулось всё население. Общий испуг. Некоторые выбегали на улицу при морозе минус 50 °С. Утром обнаружилось смещение кирпичей в печных трубах на крышах, с которых также сошёл снег. На близлежащих озерах вокруг села и р. Индигирке треснул лёд и образовались наледи. 6-балльные возмущения наблюдались в ряде административных центров арктических районов Якутии: Белая гора, Депутатский, Батагай, Хону и др. Общая территория арктических районов республики, затронутая сотрясениям от 2-х до 7 баллов, составила более 500 тыс. кв^2. Интенсивность толчка в эпицентре могла составить 9 баллов. Следует отметить, что если бы сейсмический удар пришёлся на лето в период сезонной оттайки грунтов в болотисто-озерной местности (Индигиро-Зырянская и Приморская низменности, Верхнеадычанская впадина и др.) сила землетрясения могла быть как минимум на один балл больше.

После основного землетрясения в течение 2013 г. фиксировалась продолжительная серия из 5 тыс. повторных толчков (афтершоков). Выявлено, что вся сейсмоактивная область Абыйского землетрясения оказалась приуроченной к зоне влияния крупного регионального Илин-Тасского разлома, заложившегося ещё в юре и мелу [2, 3]. Главный толчок и его афтершоки расположились на его северо-западном фланге в пределах хр. Андрей-Тас. Эпицентры повторных толчков образовали полосу шириной до 20 км при длине около 80 км, вытянутую в северо-западном направлении вдоль границы между Индигиро-Зырянской впадиной и поднятием хребтов Момского и Андрей-Тас. Общая площадь области афтершоков составила почти 1300 км^2 [5]. Сам Илинь-Тасский разлом трассируется с юго-востока на северо-запад почти на 500 км между Колымой и Индигиркой вдоль северо-восточного склона хребтов Момского - Андрей-Тас . В магнитном поле разлома фиксируются изменения рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень [2, 3]. В пределах Момского хребта разлом по геолого-структурным сведениям представляет левый сдвиг со взбросом с падением его плоскости на юго-запад под углом в 40-60º. Он является крупной фронтальной границей, по которой древние толщи юры и мела Момского поднятия взброшены и надвинуты на молодые кайнозойские образования Индигиро-Зырянской впадины. Граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [1]. Фокальный механизм рассматриваемого землетрясения соответствовал взбросу, что совпадает с движениями по Илин-Тасскому разлому по геолого-структурным данным. Это может свидетельствовать, что древняя (MZ-KZ) система напряжений наследуется современной.

Другое сильное землетрясение 2013 г. случилось в центральной части сейсмотектонической зоны Черского в хр. Улахан-Чистай, вблизи восточного окончания кайнозойской Бугчанской впадины. Улахан-Чистайское событие произошло 20.01.2013 г. в 8 ч. 38 мин. Гринвича с магнитдой mb=5.7 на глубине 23

км. Его координаты соответствовали 64.76º с.ш. и 146.66º в.д. Сила сотрясений в эпицентральной области могла достигать 7-8 баллов. Особенностью данного толчка является отсутствие после него афтершоковой деятельности. Землетрясение ощущалось в трёх северо-восточных районах республики (Оймяконском, Момском и Верхнеколымском), а также на юге Магаданской области на площади почти 300 тыс. км^2. Особенно ярко оно проявилось в плейстосейстовой области (14 км к северо-западу от эпицентра), где её пересекает вдоль террасы руч. Джопкачан (левый приток р. Тирехтях, бассейн р. Момы) автозимник Сасыр-Усть-Нера. Здесь в эпицентральной зоне возникло несколько протяжённых канав и рытвин глубиной до 1 м.

В ближайшем к эпицентру селе Сасыр (52 км к востоку от эпицентра), где все постройки одноэтажные и деревянные, наблюдались возмущения в 6-7 баллов. В момент землетрясения жители почувствовали мощный удар с грохотом, казалось, что «бульдозер рушит дома». От страха многие в панике выбегали на мороз. При вибрации домов треснули стекла в окнах, появились трещины в печах. Внутри домов все двигалось и содрогалось: мебель, посуда, шкафы, открывались двери, падали предметы на пол и др. С силой в 6 баллов толчок ощущался в посёлках Усть-Нера и Артык (90-160 км от эпицентра). 5-балльные эффекты отмечены в Нелькане и Угольном на расстоянии 180 км от эпицентра, 4-балльные – в Томторе, Хону и Зырянке на расстоянии от 220 до 250 км. В Магаданской области очевидцы в населённых пунктах: Сусуман, Сеймчан и Талая, отстоящих от эпицентра на 220-500 км, отмечали сейсмические воздействия в 2-4 балла. В г. Магадане (610 км к юго-востоку от эпицентра) этот толчок ощущался на верхних этажах жилых зданий с силой до 2 баллов.

Эпицентр Улахан-Чистайского землетрясения приурочен к крупному разлому Улахан северо-западного простирания, который трассируется на 1500 км от р. Индигирки до р. Колымы и далее менее надёжно до побережья Охотского моря [3]. По длине данный дизъюнктив сопоставим с известным разломом Сан-Андреас в Калифорнии. Улахан – один из основных крупных разломов, отделяющих Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит. Повышенная мобильность Улахана подтверждается наличием в его системе следов современных землетрясений в виде обвалов, осыпей, камнепадов и др., а также крупных сейсмических событий прошлого (~ 20 палеосейсмодислокаций и сейсмопроявлений с возрастом от 4 тыс. лет и меньше). Из хорошо сохранившихся древних дислокаций в зоне Улахана известна обвальная плотина «Тирехтях» высотой до 50 м., возникшая при землетрясении примерно 4 тыс. лет назад и перекрывшая один из водотоков в долине р. Тирехтях. левого притока р. Момы[2, 3, 4]. Именно сюда тяготеет очаг последнего Улахан-Чистайского события 2013 г. Разлом Улахан представляет собой левый сдвиг. Движения в очаге Улахан-Чистайского толчка по данным параметров фокального механизма, приведённого в бюллетене ISC [5], произошли также по типу левого сдвига.

Ещё одно ощутимое Тас-Хаяхтахское землетрясение 10.05.2013 г. произошло на северо-западном фланге сейсмотектонической зоны Черского в хребте Тас-Хаяхтах. Его координаты: 67.65ºс.ш. и 139.01ºв.д. Интенсивность в эпицентре близка к 6-7 баллам, магнитуда mb= 5.4; глубина очага – 25 км. Землетрясение произошло в ненаселенной гористой местности, вдали от населенных пунктов, поэтому его макросейсмические эффекты в 2-4 балла были отмечены в ближней зоне на расстоянии 160-180 км к западу от эпицентра в нескольких населенных пунктах (Батагай, Эсе-Хая, Улахан-Кюель), расположенных в бассейне р. Яны и её притоках. Толчок вызвал колебания домов и строений, которые почувствовали люди, находившиеся, в основном, внутри помещений в положении сидя и лежа. Слышался отдаленный глухой гул, как от взрыва. Слегка дрожали мебель, люстры и шелестели цветы в горшках. Позвякивала посуда в серванте, слышался скрип полов.

Эпицентр данного события отмечен на северо-восточном подножье хр. Тас-Хаяхтах рядом с Кыренской впадиной, входящей в состав протяжённой кайнозойской Момо-Селенняхской впадины, следящейся в зоне Черского более чем на 700 км с северо-запада на юго-восток между хребтами Черского и Момский. Край Кыренской впадины вблизи эпицентра Тас-Хаяхтахского события ограничен пологим надвигом с наклоном к юго-западу [3].

Тип подвижки в очаге этого землетрясения также соответствовал надвигу, что совпадает с кинематикой разлома по структурным наблюдениям, ограничивающим Кыренскую впадину.

Приведённые результаты изучения трёх крупных сейсмических событий в Северо-Восточной Якутии, отмеченных в 2013 г., свидетельствуют об усилении темпа современных сейсмотектонических процессов, вызванных активной коллизией на границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит в Северо-Восточной Азии, и свидетельствуют о повышенной сейсмической опасности арктических районов Якутии.

Литература:

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов.– Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН. 1999. 98 с.

2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид.– М.: Наука.1979. 207 с.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.Сейсмотектоника Якутии.– М.: ГЕОС. 2000. 227 с.

4. Козьмин Б.М.,.Шибаев С.В,.Имаева Л.П, Имаев В.С.,. Петров А.Ф, Тимиршин К.В. Современная активность сейсмических поясов Якутии // Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы. Материалы II-го Всероссийского симпозиума с международным участием. – Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013. С.167-171.

5. Шибаев С.В., Маккей К.Д., Козьмин Б.М., Петров А.Ф.,.Пересыпкин Д.М, Петрунин С.В., Старкова Н.Н., Тимиршин К.В. Зимние полевые исследования зоны афтершоков Абыйского землетрясения 2013 г. на северо-востоке Якутии // Материалы IX Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» – Ереван: МЧС РА. ИФЗ РАН. 8-12 сентября 2014 г. с. 354-357.

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К ВОПРОСУ ОСВОЕНИЯ МАЛООБЪЕМНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК И ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИХ ОТРАБОТКИ

Андросов А.Д., Сивцева А.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Малообъемные кимберлитовые трубки простираются на значительной территории Якутии. В настоящее время их насчитывают около 1000 шт. Они стоят на балансе запасов и практически не разрабатываются по причине малого содержания алмазов. К тому же часть из них удалена на значительном расстоянии от освоенных территорий [1]. Поэтому в условиях убывания и острого дефицита в минерально-сырьевых запасах месторождений Компании, одним из путей повышения эффективности ее развития является разработка и внедрение новых, в т.ч. нетрадиционных технологий ведения добычных работ на такого типа месторождениях.

По исследованиям ученых-геологов на малых трубках наряду с алмазами обнаруживаются много мелких ценных минералов (МЦМ) таких как гранаты, пиропы, кварц, пирит, тонкое золото, хромдиопсид, биотит, титаномагнетит, графит, кальций, галит и др. минералы [2]. В МЦМ нуждаются ювелирные, сварочные, металлургические и другие производства. Эти же минералы содержатся на хвостах обогатительных фабрик и представлены как спецотвалы бедных руд.

Таким образом, наличие в кимберлитовых трубках множества МЦМ позволяет судить о возможном повышении продуктивности 1 тонны кимберлитов за счет комплексной переработки минерального сырья. То есть руды малообъемных беднотоварных кимберлитовых трубок, с целью повышения эффективности их отработки, целесообразно перерабатывать комплексно.

Анализ литературных источников показывает, что возможны множество технических решений по освоению малых трубок и комплексной переработке содержащихся в них минералов. Так рядом авторов разработаны технико-экономические предложения как по технологии отработки малых трубок, так и переработке содержащегося в кимберлитах рудного сырья в процессе добычи с попутным извлечением находящихся в рудах МЦМ [3]. Данное техническое решение предполагает использование нетрадиционного комплекса горнотранспортного оборудования, включающего в своем составе погрузчик, кранлайн, специальный саморазгружающийся сосуд и автосамосвал. В новом

техническом решении перемещение горной массы из глубоких горизонтов на поверхность осуществляется по вертикальной схеме в саморазгружающихся сосудах, загружаемых на рабочей площадке погрузчиком.

Другим техническим решением является способ разработки беднотовраных кимберлитовых трубок с попутным извлечением МЦМ, содержащихся в кимберлитах. Рекомендуемый комплекс горнотранспортного оборудования включает скреперы, рыхлители, автосамосвалы, гидравлический экскаватор нижнего черпания, с повышенным усилием резания и контрейлеры. Суть технического решения состоит в том, что беднотоварную кимберлитовую трубку разрабатывают в два этапа. Отработку верхней зоны трубки ведут скреперами с предварительным разупрочнением полускальных кимберлитов рыхлителями. Вынутую руду транспортируют автосамосвалами до обогатительной фабрики, а вскрышные породы укладывают на борту карьера. Вскрытие нижней зоны карьера выполняют с помощью глубокой въездной траншеи внешнего заложения, в конце въездной траншеи на скальных грунтах создают перегрузочную площадку. Отработку нижней зоны карьера осуществляют гидравлическим экскаватором с погрузкой горной массы в контрейлеры. Затем контрейлеры клетьевым подъемником доставляют до перегрузочной площадки, где они выкатом перегружаются в автосамосвалы. Руду до обогатительной фабрики доставляют автосамосвалами в контрейлерах, а на хвостах алмазоизвлекательной фабрики устанавливают мини-фабрику для извлечения мелких ценных минералов и редкоземельных элементов.

В результате внедрения способа достигается эффективность освоения беднотоварных кимберлитовых трубок благодаря снижению затрат на разработку и получению дополнительной прибыли за счет извлечения из кимберлитов сопутствующих мелких ценных минералов.

Приведенные технические решения вносят существенный вклад в развитии способов и приемов эффективного освоения малообъемных рудных тел нетрадиционными технологиями. В табл. 1 приведены ожидаемые технико-экономические показатели от внедрения новых технологий, рекомендуемых авторами.

Рекомендуемые способы позволяют существенно повысить эффективность отработки рассмотренных кимберлитовых трубок благодаря совершенствованию технологии и комплексной переработке бедных алмазосодержащих руд, обеспечивая дополнительную прибыль акционерной компании и ее стабильное развитие в условиях угрозы мировых финансовых кризисов.

Таблица 1

Ожидаемое улучшение технико-экономических показателей от внедрения рекомендуемых технологий

№ п/п	Наименование	Ед. измерения	Технологии	
			Традиционная	Рекомендуемая
1	2	3	4	5
I. Способ разработки малых кимберлитовых трубок				
1	Глубина карьера малой кимберлитовой трубки	м	105,0	105,0
2	Угол откоса борта карьера	град	60˚	60˚
3	Объем удаляемой горной массы	тыс. м^3	2210,0	2210,0
4	Количество экскаваций горной массы	шт.	1	7
5	Объем экскавируемой горной массы из карьера	тыс. м^3	2210,0	2210,0
6	Объем транспортируемой из карьера горной массы автотранспортом, всего	тыс. м^3	2210,0	-
	в т.ч. всркышных пород	тыс. м^3	1384,0	
7	Объемы засыпки вскрышных пород в карьер для восстановления рельефа поверхности земли	тыс. м^3	1384,0	1384,0
	Всего затрат:			
8	на экскавацию горной массы	тыс. долл	1533,7	1533,7
	на транспортирование горной массы автотранспортом	тыс. долл	4596,8	-
9	Снижение затрат на разработку	тыс. долл		242,6
10	Затраты на восстановление нарушенных земель	тыс. долл	2878,7	960,5
11	Снижение затрат на восстановление нарушенных земель	тыс. долл	-	1918,2
12	Суммарный экономический эффект от совершенствования технологии отработки малых кимберлитовых трубок	тыс. долл	-	2160,8
13	Улучшение экологической обстановки в регионах ведения горных работ	кратность	-	до 5 раз
II. Способ разработки беднотоварных кимберлитов трубок				
1	Глубина карьера беднотоварной кимберлитовой трубки	м	100	100
2	Угол откоса борта карьера	град	45˚÷ 55˚	80˚÷ 90˚
3	Объем добычи руды	тыс. м³	785	785
4	Объем горной массы в контуре отработки карьера	млн.м³	4,494	1,96
5	Объемы удаляемых вскрышных пород из карьера	млн.м³	3,71	1,175
6	Затраты на отработку беднотоварной кимберлитовой трубки	млн.долл.	15,3	6,41
7	Снижение затрат на разработку беднотоварной кимберлитовой трубки	млн.долл.	-	8,89

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5
8	Продуктивность 1 т. беднотоварной кимберлитовой трубки, соответственно без учета и с учетом извлечения МЦМ	долл.	50	130
9	Дополнительный доход от реализации на рынке МЦМ	млн.долл.	-	62,8
9	Суммарный экономический эффект от снижения затрат на разработку одной трубки и реализации на рынке МЦМ	млн.долл.	-	71,7

Литература:

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии: морфологические, гомологические особенности. Новосибиск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005.-402 с.

2. С.А. Граханов, В.И. Шаталов, В.А. Штыров, В.А. Кычкин, А.М. Сулейманов. Россыпи алмазов России: гл. ред. Д.А. Додин. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007, 457с. – ISBN 978-5-9747-0079-8 (в пер.).

3. Пат 2426882 РФ, МПК E21C 41/26. Способ разработки малых кимберлитовых трубок / Е.Г. Егоров, А.Д. Андросов, Ю.Г. Данилов, А.А. Андросов. – опубл. В БИ. – 2011. -№23.

ПОЛОЖЕНИЕ МИНИРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ РУД ЗА СЧЕТ ОТРАБОТКИ ТРУДНОДОСТУПНЫХ ЗАПАСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕТРАДИЦИОННЫМИ СПОСОБАМИ.

Андросов А.Д., Петров А.Н.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Проблема положения минерально-сырьевых ресурсов алмазосодержащих руд всегда актуальна, поскольку в настоящее время отработали и находятся в доработке легкодоступные запасы месторождений с минимальными объемами производства горнокапитальных работ и, соответственно, выполняемыми на освоенных территориях. К ним, в первую очередь, относятся месторождения трубок «Мир», «Интернациональная», «Айхал», «Юбилейная», «Сытыканская», «Комсомольская», «Удачная», «Зарница», и другие. Большинство разрабатываемых кимберлитовых трубок находится на стадии доработки сырьевых запасов, а на некоторых осуществлен переход на подземный способ освоения глубоких горизонтов.

Анализ фактического освоения работ показывает, что, несмотря на качественный уровень выполнения очистных работ, и взрывной отработки, на

отдельных месторождениях наблюдаются технологические потери, обусловленные оставлением охранных целиков под ответственными объектами, сложностью отработки приконтактных зон рудных тел, а также нечетким выделением геологами зон оруденения и оконтуривания запасов разносортных руд.

Следует отметить, что в условиях обывания минерально-сырьевых запасов месторождений и реструктуризации производства появляется необходимость пересмотра потерянных запасов, которые, в свое время, невозможно было осваивать традиционными способами.

В данной работе авторами предлагается один из вариантов отработки потерянных запасов, оставленных, например, по ответственными объектами в процессе доработки месторождений.

На рис.1. приведен план расположения объектов рудника «Мирный» и взлетно-посадочной полосы Мирнинского авиапредприятия. Под взлетно-посадочной полосой залегают алмазосодержащие руды россыпного месторождения «Водораздельные галечники». Борт отработанного карьера расположен на расстоянии 40:50м от края взлетно-посадочной полосы. средняя мощность покрывающих россыпь пород составляет 25м, мощность россыпи-2,5м, длинна отрабатываемого под полосой целика равна 500м. Основным требованием, предъявленным к разработкам, является выемка рудного целика без сноса полосы аэродрома.

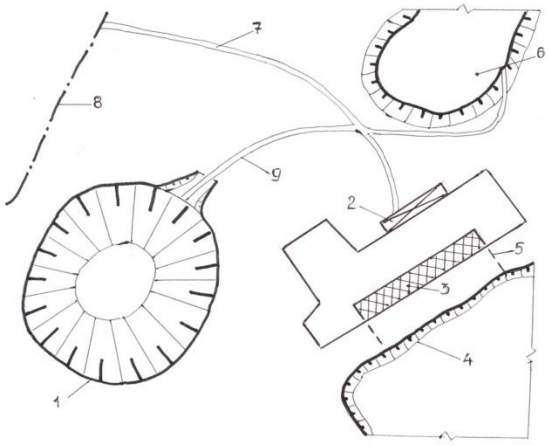


Рис.1. План расположения объектов рудника Мирный и взлетно-посадочной полосы аэропорта: 1 - контур карьера "Мир"; 2 – территория аэропорта Мирнинского авиапредприятия; 3 – взлётно-посадочная полоса; 4 – борт карьера "Водораздельные галечники"; 5 – контур отрабатываемого целика; 6 – отвал пустых пород. 7 – дорога в город Мирный; 8 – черта города; 9 – дорога из карьера на отвал пустых пород.

Авторами запатентованного новое техническое решение (Пст. РФ №2547858 «Способ выемки алмазосодержащих руд из целиков», 2015г). Согласно научно-

технического предложения, отработку потерянных под полосой аэродрома алмазосодержащих руд ведут с открытых выработанных пространств карьеров при комбайновой выемке руды.

Доступ к целику осуществляют с борта отработанного карьера путем проходки подземных выработок с закладкой отработанного пространства вскрышными породами (рис.2). Для этого массив под взлетно-посадочной полосой предварительно укрепляют с помощью железнобетонных свай, как это показано на рисунке. Причем сваи располагают вдоль полосы в наклонно-пробуренных скважинах путем заливки их бетоном с установкой по их центру железных сердечников. По мере выемки целиков и выполнения закладочных работ одновременно на поверхность заложенных массива закачивают упрочняющий слой цементно-щебеночного раствора. То есть взлетно-посадочную полосу вначале помещают в жесткую железобетонную корзину, затем под такой защитой ведут выемку целиков с закладкой выработанного пространства, а поверх закладки укладывают слой твердеющего покрытия {1}.

Таким образом, в результате реализации технического решения будут полностью извлечены запасы руды под аэродром с сохранением целостности массива взлетно-посадочной полосы. При этом будут извлечены возможные деформации массива, нарушения качества полосы и, в конечном итоге, отпадет необходимость сноса аэродрома с целью выемки рудных целиков.

Для доказательства преимуществ нового технического решения выполнена сравнительная технико-экономическая оценка показателей традиционного и рекомендуемого способов выемки целиков. В качестве традиционного варианта принят открытый способ отработки целиков с удалением значительных объемов вскрышных пород. Рекомендуемым вариантом предусмотрен подземный способ выемки целиков.

1-рудный целик; 2-взлетно-посадочная полоса; 3-наклонные скважины; 4-сваи; 5-сердечник в свае из железных труб; 6-Борт отработанного карьера; 7-подземные выработки (штольни); 8-встречные забои; 9-комбайны; 10-закладочный материал из вскрышных пород; 11-упрочняющий слой цементно-щебеночного покрытия.

Тогда расчетная формула определения экономической эффективности в самом общем виде будет выглядеть следующем образом.

$$Э = З_{ос} – З_{пс,} \qquad (1)$$

где $З_{ОС,}$ $З_{ПС}$ – соответственно, затраты производится при открытом и подземном вариантах выемки целиков, млн.долл.

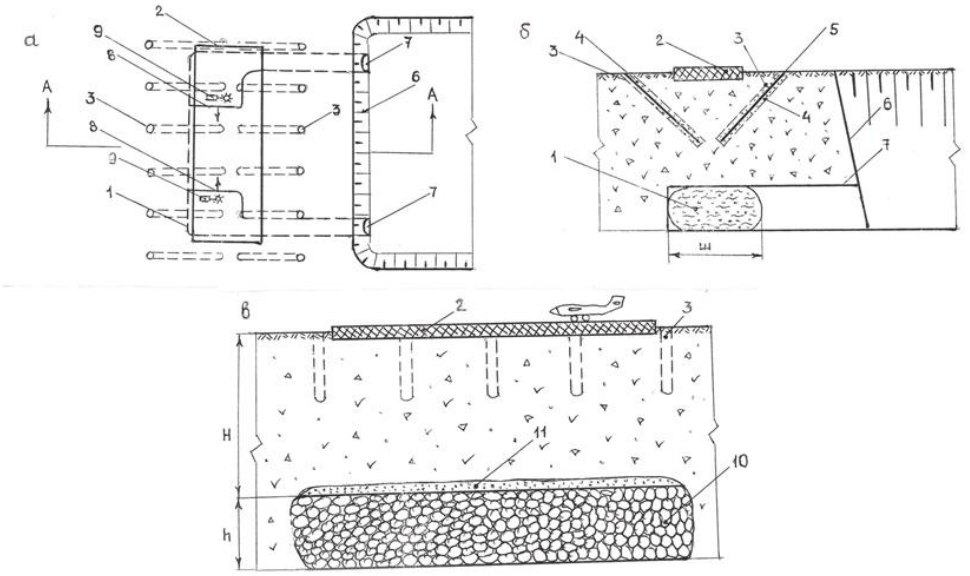


Рис.2. Технологическая схема выемки потерянных под полосой аэродрома алмазосодержащих руд: а) Схема расположения подземных выработок и свай в плане: б) то же на поперечном разрезе: в) заложенное вскрышными породами отработанное пространства после выемки целика под полосой аэродрома.

Слагающие формулу (1) составляющие $З_{ОС,}$ и $З_{ПС}$ рассчитываются следующим образом:

$$З_{ос} = З_{вр} + З_{ц} + У_{аэ} + З_{аэ}; \quad (2)$$

$$З_{пс} = С_{пв} \cdot \sum L_{пв} + С_{закл} \cdot V_{закл}, \quad (3)$$

где $З_{вр}$ – затраты на вскрышные работы, млн.долл;

$З_{ц}$ – затраты на выемку целиков (добычные работы), млн.долл.

$У_{аэ}$ – убытки от сноса взлётно-посадочной полосы аэродрома, млн. долл.

$З_{аэ}$ – затраты на строительство новой взлётно-посадочной полосы млн.долл.

$С_{закл}$ – стоимость 1м^2 закладочных работ, долл/м^3;

$\sum L_{пв}$ – суммарный объем проходки подземных выработок, м;

$V_{закл}$ – суммарный объем закладочных работ, м^3.

В табл.1 с использованием стоимостных показателей работы горнодобывающих предприятий АК "АЛРОСА" рассчитаны технико-экономические показатели сравниваемых вариантов выемки целиков. ожидаемая прибыль П определена по формуле,

$П = С_{пр} \cdot Q - \sum З$,

где $С_{пр}$ – продуктивность 1 т алмазосодержащей руды,

Q – вынимаемые объемы алмазосодержащих руд из целиков, млн.т;

$\sum З$ – суммарные затраты на выемку целиков, долл.

Таблица 1

Технико-экономические показатели сравниваемых вариантов выемки целиков

№ п/п	Наименование показателей	Варианты технологий выемки целиков	
		Открытый способ	Подземный способ
1	Объёмы выемки алмазосодержащих руд из целиков, млн.т.	10,3	10,3
2	Объёмы удаляемых вскрышных пород для выемки целиков руды, млн. $м^3$.	31,5	-
3	Себестоимость выемки $1м^3$ вскрышных пород, долл/$м^3$.	3,41*	-
4	Затраты на выемку вскрышных пород, млн.долл.	107,4	-
5	Затраты на выемку целика открытым способом, млн.долл.	14,7	-
6	Затраты на засыпку отработанного пространства вскрышными породами, млн.долл.	122,1	-
7	Стоимость полосы аэродрома, млн.долл.	50,0	50,0
8	Суммарные убытки от сноса полосы аэродрома и затрат на строительство новой полосы, млн.долл.	100,0	-
9	Сечение подземной горной выработки, $м^2$.	-	42,0
10	Объёмы проходки выработок, м.	-	558,0
11	Стоимость проходки 1п. м. подземных выработок, долл.		163,0**
12	Затраты на проходку подземных выработок, млн.долл.	-	3,8
13	Затраты на выемку целиков подземным способом	-	44,1
14	Затраты на закладочные работы, млн.долл.	-	17,6
15	Всего затрат по разным вариантам выемки целика, млн.долл.		
16	Снижение затрат при рекомендуемом подземном варианте выемки целиков, млн.долл.	-	278,7
17	Прибыль предприятия от выемки целиков подземным способом, млн.долл.	-	964,5

Примечание:

- средняя себестоимость разработки $1м^3$ вскрышных пород по АК "АЛРОСА".
- стоимостные данные взяты из сметы руддвора подземного рудника "Интернациональный".

Из полученных результатов следует, что ожидаемое снижение затрат от внедрения рекомендуемого способа выемки целиков составило 248,7 млн. долл, которое будет достигнуто без дополнительных капитальных вложений на его реализацию. Одновременно алмазодобывающее предприятие получит дополнительную прибыль в размере 964,5 млн. долл. от прироста минерально-сырьевых запасов на разведанных территориях в условиях проявления мировых финансовых кризисов.

Литература:

1. Пат. 2547858, МПК E 21C 41/00, E21C41/22. Способ выемки алмазосодержащих руд из целиков / А.Д.Андросов, Б.Н.Заровняев, Г.В.Шубин, В.С.Сорокин и др. – Опубл. в БИ.-2015.-№10.

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ СЛОЖНОСТРУКТУРНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ[2]

Батугина Н.С., Батугин С.А., Гаврилов В.Л.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

При геолого-экономической оценке крупных месторождений твердых полезных ископаемых (МТПИ), проектировании и строительстве горнодобывающих и перерабатывающих минеральное сырье предприятий используется большое количество геологических, горнотехнических и других переменных, измеренных в разных шкалах. Их число растёт во времени по мере развития наук о Земле и при переходе к прогнозу, поиску, разведке и освоению новых, нетрадиционных типов источников минерального сырья. Комплексное освоение МТПИ требует развития и эффективного использования геологических знаний и совершенствования методов измерений и обработки всего информационного массива.

Сложная структура месторождений, их участков и отдельных рудных тел, а также высокая пространственная изменчивость полей геологических переменных, пришли на смену относительно простым объектам, распространенным во второй половине прошедшего века, знаменуя явление закономерного усложнения горно-геологических условий разрабатываемых или планируемых к освоению залежей.

Круг основоположников и создателей учения о структурах рудных полей и месторождений весьма значителен, что в совокупности в какой-то степени

[2] *Выполнено в рамках Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН № II.2 «Интеграция и развитие»*

отражено в [1, 4, 7-9 и др.]. В последние годы в научной литературе всё чаще стали использовать словосочетание «сложноструктурное месторождение» [3, 6, 10], даже отдельные «сложноструктурные» геологические признаки.

Понятие сложноструктурности месторождений в публикациях горно-технической направленности чётко не определено и каждый автор понимает его с позиции решаемой им задачи, руководствуясь нередко одной-двумя структурными характеристиками, недостаточно используя прошлые и современные результаты минералогических исследований и достижения структурной геологии. Только за последние 10 лет проблемам разработки сложноструктурных месторождений открытым, подземным и комбинированным способами посвящены десятки статей в горных журналах, 10 монографий, более 10 докторских и кандидатских диссертаций.

Рассмотрим возможность использования формулы включений и исключений [5] в задаче об оценке категорийности, сложности и сложноструктурности месторождений и их участков.

Пусть имеется N предметов, некоторые из которых обладают свойствами $\alpha_1, \alpha_2, ..., \alpha_n$. При этом каждый предмет может либо не обладать ни одним из этих свойств, либо обладать одним или несколькими свойствами. Обозначим через $N(\alpha_i, \alpha_j, ..., \alpha_k)$ количество предметов, обладающих свойствами $\alpha_i, \alpha_j, ..., \alpha_k$ (и, быть может, еще некоторыми из других свойств). Ещё надо подчеркнуть, что если берутся лишь предметы, не обладающие некоторым свойством, то это свойство пишем со штрихом. Например, через $N(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_4')$ обозначено количество предметов, обладающих свойствам α_1 и α_2, но не обладающих свойством α_4 (вопрос об остальных свойствах остается открытым).

Число предметов, не обладающих ни одним из указанных свойств, обозначается по этому правилу через $N(\alpha_1'\alpha_2' ... \alpha_n')$. Общий закон состоит в том, что

$$N(\alpha_1'\alpha_2'\ldots\alpha_n')=N-N(\alpha_1')-N(\alpha_2')-\ldots-N(\alpha_n')+N(\alpha_1\alpha_2)+$$
$$+N(\alpha_1\alpha_3)+\ldots+N(\alpha_1\alpha_n)+\ldots N(\alpha_{n-1}\alpha_n)-N(\alpha_1\alpha_2\alpha_3)-\ldots -$$
$$-N(\alpha_{n-2}\alpha_{n-1}\alpha_n)+\ldots(-1)^nN(\alpha_1\alpha_2\ldots\alpha_n) \qquad (1)$$

Здесь алгебраическая сумма распространена на все комбинации свойств $\alpha_1, \alpha_2, ..., \alpha_n$ (без учета их порядка).

В качестве N предметов в формуле (1) будем рассматривать некоторую совокупность МТПИ, а в качестве свойств $\alpha_1, \alpha_2, ..., \alpha_n$ – пространственные геологические переменные. Рассмотрим формулу (1) применительно к решаемой задаче с другими правилами включения и исключения свойств и, следовательно, с другим типом ее правой части.

Используя ретроспективный анализ опубликованных научных и нормативно-методических работ по вопросам классификации запасов и прогнозных ресурсов МТПИ, оценки сложности геологического строения с позиций разведки,

разработки, эффективного освоения и сохранения недр, в ИГДС СО РАН составлен перечень свойств (пространственных геологических переменных) α_1, α_2, ..., α_n применительно к угольным, золотоносным (россыпным и рудным) месторождениям [2].

При изучении средств, методов измерения и оценки важнейших свойств, уровней статистической и причинно-следственных связей разнообразных пар свойств особое внимание обращалось на масштабный уровень преимущественного исследования сложности геологического строения с позиции добычи полезного ископаемого на уровне выемочной единицы и его последующей переработки.

При оценке месторождения по данным разведки необходимо выделить и оценить факторы, с которыми связаны наибольшие погрешности определения запасов полезного ископаемого, а также факторов, существенно влияющих на условия его разработки. Такими факторами могут являться тектоническое строение месторождений, поля геологических и горно-геологических показателей, т.е. сложность геологического строения участка месторождения определяется информацией, заложенной в нем.

Вернемся к левой части формулы (1). Для любого месторождения и/или его части эта часть задачи состоит из рассмотрения двух аспектов: правил включения и исключения свойств (признаков) α_i в (1); конструирования непосредственно методов (алгоритмов) оценки сложноструктурности применительно к заданным горно-геологическим условиям, определяемым соответствующим набором условий α_i.

Сформулируем следующие общие правила включения свойств α_i в максимально расширенный список N_1 свойств:

– включаем все свойства, определяющие по инструктивным и другим правилам «высшую» группу сложности для разнообразных МТПИ;

– составляем дополнительный список N_2 условий, не указанных в этих документах и таких, каждое из которых, если оно может проявиться на данном объекте, может вызвать коренные изменения эффективности освоения (отрицательные или положительные);

– первый список из N_1 свойств служит для выбора исключаемых рядов свойств, не характерных для рассматриваемого объекта, а второй список – для выбора включаемых.

Последовательное проведение операций включения и исключения свойств (признаков) применительно к конкретному месторождению приведет формулу (1) к следующему виду с индивидуальным набором свойств общей численностью m данного месторождения:

$$N_i(\alpha_{i1},\alpha_{i2}\ldots\alpha_{im}) \qquad (2)$$

Сложноструктурность i-го объекта можно определить по формуле:

$$\text{Стр}_i = (P_{i1}\alpha_{i1} + P_{i2}\alpha_{i2} + \cdots + P_{im}\alpha_{im}) = \sum_{j=1}^{m} P_{ij}\alpha_{ij}, \qquad (3)$$

где P_{ij} - значимость (вес) j-го свойства (признака) для данного i-го объекта.

Индекс i в (2) и (3) можно опустить, если помнить, что оценка сложноструктурности ведется по отобранным из общего списка методом включения и исключения свойств только конкретного объекта. Индекс i может возникнуть только при сравнении ряда объектов по значению сложноструктурности. Возможны разные способы выбора веса P_j в (3). Этим и отличаются варианты методов оценки сложноструктурности месторождений (и их участков).

Предлагаемый подход к формализации оценки сложноструктурности месторождений позволяет продолжить работы по исследованию влияния тех или иных геологических переменных на качество и обоснованность принимаемых решений по управлению процессами разведки, технико-экономической оценке месторождений и их эффективному освоению.

Литература:

1. Геологический словарь, Т. 2. – изд. 2-е, испр. – М.: Издательство «Недра», 1978. – 456 с.

2. Батугин С.А., Литвинцев В.С., Ческидов В.И. и др. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / Отв. ред. С.М. Ткач, Новосибирск: «Гео», 2013. – 308 с.

3. Гольдбух Е.Е. Ресурсосберегающие технологии и комплексы оборудования для интенсивной отработки сложноструктурных пластов локальных месторождений / Е.Е. Гольдбух // Уголь. – 1995. – № 7. – С. 25–27.

4. Горные науки. Освоение и сохранение недр Земли / РАН, АГН, РАЕН, МИА; Под ред. К.Н. Трубецкого. – М.: Издательство Академии горных наук. – 1997. – 478 с.

5. Котляр Ю.А. Металлургия благородных металлов / Ю.А. Котляр, М.А. Меретуков, Л.С. Стрижко. – М.: Руда и металлы, 2005. – Т. 1. – 431 с.

6. Лукьянов А.Н. Совершенствование технологии открытой разработки сложно-структурных месторождений / А.Н. Лукьянов, Г.А. Прохоренко // Горный журнал. – 1998. – № 6. – С.42–46.

7. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Алмазы. О группах сложности. Утверждены распоряжением МПР России от 05.06.2007 г. № 37-р.

8. Приоритетные направления научных исследований в области геологических, геохимических, геофизических и горных наук по изучению, освоению и сбережению недр России; под ред. В.А. Жарикова. – М.: ИПКОН РАН, 1996. – 213 с.

9. Сафонов Ю.Г. Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений / Ю.Г. Сафонов, Г.И. Горбунов, А.А. Пэк и др. // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 5. – С. 386–420.

10. Щадов В.М. Методология формирования технологии открытой разработки сложноструктурных угольных месторождений // Горн. информ.-аналит. бюл. – 2000. – №4. – С.27–31.

О РОЛИ ЦИФРОВЫХ БАЗ ДАННЫХ ПРИ ОЦЕНКЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПОЛЯРНОЙ ЯКУТИИ

Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Общий угольный потенциал заполярной зоны Якутии традиционно считается высоким [1, 3]. Проведенная работа по сбору и анализу результатов геологического изучения в регионе месторождений и проявлений твердого топлива позволила сформировать пополняемую базу данных (БД) «Уголь арктической зоны Якутии» [4]. Её основой является ряд взаимосвязанных таблиц с первичными и производными от них текстовыми и графическими материалами: о географии и климате заполярных районов; о геологии углепроявлений и месторождений на различных стадиях изученности; о деятельности предприятий, осваивающих месторождения угля, участвующих в завозе твёрдого топлива на север и его потреблении.

Логическим развитием данного направления стала интеграция этой БД с БД разрабатываемых или перспективных для первоочередного освоения угольных месторождений или их участков в рамках создаваемой информационно-аналитической системы. Такое объединение и совместное использование позволяет не только повысить уровень наших представлений о георесурсном потенциале региона, но и может способствовать росту качества принимаемых решений на различных уровнях управления, начиная от разведки и/или доразведки месторождений и заканчивая добычей угля и его потреблением.

В связи с общим падением в стране интереса к углю, как источнику энергии, после 80-х годов прошлого столетия резко затормозился процесс получения новой научно-технической информации об угольных ресурсах как в целом по стране, так и в рассматриваемом регионе. В сложившейся ситуации необходимость поиска, сбора, хранения, анализа и эффективного использования уже имеющейся геологической информации, дополняемой по мере необходимости новыми материалами, возрастает в случае востребования того или иного вида минерального сырья и/или месторождения.

Выполнение в рамках программы Президиума РАН работ[3], связанных с оценкой эффективности действующих и потенциальных новых технологических схем по добыче, транспортированию и сжиганию угля в заполярных районах РС (Я) и разработкой мероприятий по снижению количественных и качественных потерь твердого топлива, предполагает ряд этапов. Одним из них является предварительный отбор из большого количества залежей, внесённых в БД, таких,

[3] *Проект № 2.64: Обоснование целесообразности освоения угольных месторождений Арктической зоны Северо-Востока России»*

которые после всесторонней геологической, технологической и технико-экономической оценки будут наиболее перспективными для первоочередного освоения. В основе такой дифференциации должен лежать набор критериев и требований [2], базовые из которых следующие: 1) балансовые запасы угля на участках первоначальной добычи от 500-700 тыс. т с относительно простыми горно-геологическими условиями; 2) организации добычи угля открытым способом малыми предприятиями в объёме 20-50 тыс. т/год (определяется, как правило, госзаказчиком); 3) коэффициент вскрыши $К_в$ = 1,0-1,5 $м^3/т$ на первом этапе с повышением до экономически приемлемого уровня при развитии горных работ; 4) расстояние от разреза до потребителей или транспортных коммуникаций L→min; 5) проведение доразведки и переоценки участка с учетом современных требований; 6) обеспечение максимально высокого качества угля при ведении процессов добычи, транспортирования, хранения и сжигания (минимальная мощность зон окисления, высокая теплота сгорания, низкая зольность и количество видимой породы в добываемом угле; рациональный гранулометрический состав угля, низкий диапазон колебаний отдельных потребительских свойств и др.).

Изучение собранных материалов показывает, что ряд заполярных месторождений может быть включен в перечень тех, которые представляют определённый интерес с точки зрения перспектив их дальнейшего освоения. Анализ современных требований к проектированию и эксплуатации горнодобывающих предприятий свидетельствует о том, что использование информационных технологий способствует росту эффективности реализации инвестиционных проектов на основе выполняемых с их применением многовариантных расчетов и сравнений. Такие расчёты производятся, как правило, с использованием математических моделей месторождений и создаваемых технологических пространств по добыче полезных ископаемых. В свою очередь эти модели формируются с применением цифровых баз данных.

Выполненный на уровне экспертных оценок анализ показал, что в рамках исследований, связанных с повышением энергетической безопасности заполярных районов Якутии, их надёжным и более экономичным обеспечением топливно-энергетическими ресурсами, первоочередное внимание следует обратить на более подробное изучение ряда месторождений. В их числе: 1) каменноугольные Надеждинское, разрабатываемое разрезом «Зырянский», и Краснореченское, находящиеся в Колымо-Индигирской группе районов и относящиеся к Зырянскому угольному бассейну; 2) буроугольные Куларское и Уяндинское в бассейне реки Яна; 3) Таймылырское угольно-богхедное, расположенное в непосредственной близости от Арктического побережья и ранее разрабатывавшееся.

С использованием первичной геолого-маркшейдерской информации, полученной в разные периоды оценки этих месторождений рядом геологоразведочных предприятий и организаций и представленной в геологических отчётах, сформированы соответствующие базы данных. Исходная

информация в виде текстовых, табличных и графических материалов, представленных на бумажных носителях, обрабатывалась вручную и с помощью различных методов формализации вносилась в БД. При вводе данных использовались как первичные (данные геологоразведки, геофизической и маркшейдерской съёмки), так и вторичные (данные геологических разрезов и планов) сведения, получаемые в результате обработки первичных материалов. Кроме того, в отдельном блоке учитывались сведения о фактических или планируемых к использованию технологиях разведки и разработки месторождений, описанных в геологических отчётах, ТЭО кондиций, проектной документации.

При создании БД использовались максимально унифицированные подходы. На основе разработанной структуры сформирована совокупность таблиц (координаты, скважины, опробование по отдельным интервалам выработок, описание углей и пород, их качественные показатели и др.), связанных посредством столбцов, содержащих общие данные, или с помощью кодов и индексов (рис. 1.).



Рис. 1. Порядок формирования баз данных по угольным месторождениям

Для выявления и устранения сопутствующих ошибок при формировании БД проводится экспертный и машинный анализ данных, на основе которого принимаются решения о включении и/или исключении записей, заполнении недостающих данных и т.д. Проверка вносимой информации на присутствие различных ошибок и неточностей (пересечение интервалов, наличие пустых или

лишних записей, несоответствие данных из разных источников и др.) осуществляется на разных этапах процессов создания и пополнения БД. Ряд ошибок и неточностей выявляется и исправляется в процессе проведения расчётов, построения графиков и диаграмм, создания каркасных, векторных и блочных моделей месторождений и др.

Данные из сформированных БД, часть из которых зарегистрирована в Роспатенте, относительно легко преобразуются в форматы, подходящие для статистической обработки информации в различных программных пакетах и/или использования в геоинформационных (ГИС) и горно-геологических информационных системах (ГГИС). Самостоятельное применение баз данных по месторождениям или совместно с БД «Угольные месторождения заполярной зоны Якутии» позволяет выполнять работы по: анализу статистических и пространственных характеристик участков, пластов, междупластий; моделированию условий и порядка отработки технологических блоков на добывающих предприятиях, в том числе при решении задач, связанных с управлением качеством угля; организации исследований, ориентированных на создание технико-экономических моделей выбора рациональных параметров, как отдельных процессов при ведении разведки, переоценки, добычи, потребления, так и всей технологической цепочки в целом.

Литература:

1. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 01.01.2012 г. Уголь. Дальневосточный федеральный округ. Республика Саха (Якутия) / Составители Т.Я. Лобанова, А.К. Назаров. - М, 2012. -35 с.

2. Ткач, С.М. Геотехнологические требования к созданию угольных разрезов в заполярной зоне Якутии / С.М. Ткач, В.Л. Гаврилов, Н.С. Батугина, Е.А. Хоютанов, В.И. Федоров // ГИАБ, 2015, №7 (Спец. Выпуск №30). - С. 152-162.

3. Угольная база России. Т. V. Кн. 2: Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, Сахалин, Камчатка). - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. - 638 с.

4. Федоров, В.И. О создании базы данных «Уголь арктической зоны Якутии» / В.И. Федоров, Е.А. Хоютанов, В.Л. Гаврилов // «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России»: материалы Всероссийской научно-практической конференции (01-03.04.2014 г., Якутск). – Якутск, 2014. - С. 517-520.

ТВЕРДОСПЛАВНЫЙ ПОРОДОРАЗРУШАЮЩИЙ ИНСТРУМЕНТ КОМБИНИРОВАННОГО ТИПА ДЛЯ КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Григорьев Б.В.[1], Скрябин Р.М.[1], Кельциев С.С.[1], Кожуров А.В.[2]
[1]*Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова, г. Якутск*
[2] *АО «Алмазы Анабара»*

Как показывает практика буровых работ в предприятиях Республики Саха (Якутия) условием успешного бурения скважин в мерзлых породах и льдах с продувкой сжатым воздухом является использование воздуха с температурой, близкой к нулю или отрицательной. Однако компрессор подает воздух с положительной температурой и с содержанием паров воды и масла. Проходя по колонне бурильных труб (труба бурильная тб, тбсу) и в скважине, воздух охлаждается и из него выделяются капельки влаги. Если глубина скважины небольшая, то влага стекает к забою, смачивая керн, шлам и стенки скважины, что приводит к их оттаиванию, а это вызывает серьезные осложнения. При глубине скважин более 10 м влага, не достигая забоя, замерзает в бурильных трубах и соединениях, что приводит к прекращению циркуляции воздуха. Также осложнения связаны с растеплением мерзлых пород,в результате трения твердосплавной коронки о породу образуется тепло, вызывающее таяние льда, частицы шлама смачиваются и слипаются в агрегаты, размеры которых превышают циркуляционные зазоры, застревают в них, затем раздавливаются и образуют сальники на колонковой трубе.

Во избежание таких осложнений специалисты на производстве вынуждены совершенствовать инструмент изготавливая коронки с расширителями (рис.1.), при работе которых формируются увеличенные зазоры между буровым снарядом и стенкой скважины.



Рис.1. Коронка с расширителем местного изготовления.

В этих условиях значительно повысить скорость бурения можно за счет улучшения очистки забоя от шлама путем применения коронок с расширенной торцевой частью с широкими резцами, имеющих существенно большие зазоры между инструментом и стенками скважины. Однако известные ребристые коронки типа М [1], представляющие собой корпус, оснащенный в приторцевой части выступами и наружными ребрами, армированными резцами из твердого сплава, предназначены для бурения скважин лишь в мягких породах I-IV категорий по буримости. В этих коронках металлические ребра на короночном кольце крепят путем приваривания к наружной поверхности или в пазах торца; армируют эти коронки крупными пластинами твердого сплава. Применять такие коронки в породах средней твердости и твердых нецелесообразно в связи с очень низкими скоростями бурения и недостаточной стойкостью приварных ребер.

При бурении плановых поисковых скважин по данным ОАО АК «Алроса» и дочернего предприятия ОАО «Алмазы Анабара» в качестве породоразрушающего инструмента в основном применяются серийные твердосплавные коронки типа СМ-5 диаметром 112 мм. с наваренными расширителями до внешнего диаметра 132 мм. Расход твердосплавных инструментов на фактический объем 400 п.м. по породам средней твердости IV и VII категории буримости составляет 467 шт. при среднем ресурсе породоразрушающего инструмента 0,8 п.м., что не соответствует утвержденным ГОСТ нормам для твердосплавных буровых коронок, которое составляет 4 п.м. Характер износа серийных коронок типа СМ, СА в основном представлен интенсивным затуплением режущих граней твердосплавных резцов. Основными причинами преждевременного износа резцов и малого ресурса коронок является низкая температуро- и износостойкость твердосплавных резцов, и их недостаточное охлаждение при бурении с продувкой воздухом. (рис. 2.)



Рис. 2. Износ твердосплавной коронки.

Для бурения пород средней твердости (IV-VIII категории по буримости), для которых предназначается предлагаемая буровая коронка, широко используются коронки типа СМ, представляющие собой корпус с промывочными каналами и выступами на рабочем торце, армированными резцами из твердого сплава. Эти коронки дают хорошие результаты при бурении с промывкой. При бурении с использованием в качестве очистного агента сжатого воздуха (особенно в условиях многолетней мерзлоты, где применение промывочной жидкости иногда невозможно) такие коронки работают плохо, зашламовываются, преждевременно затупляются и процесс бурения затрудняется или прекращается совсем.

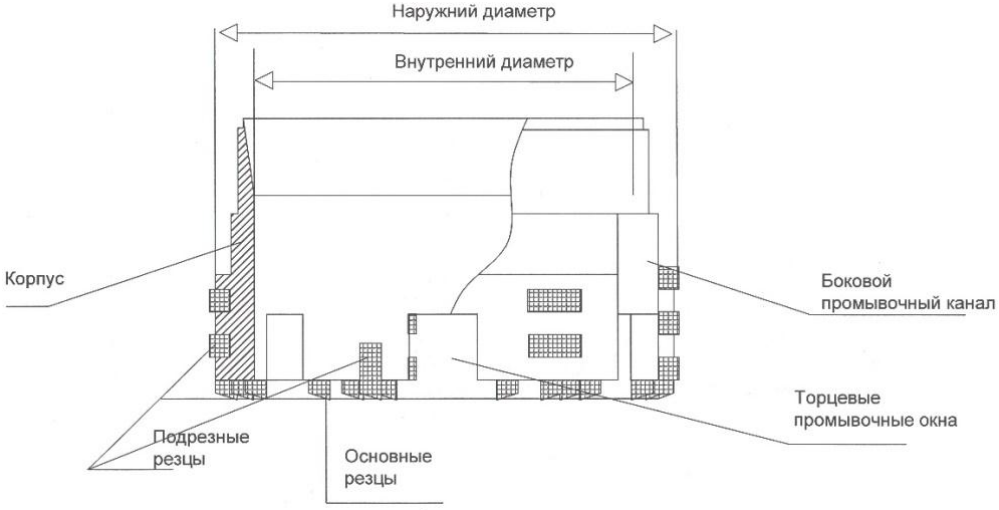


Рис. 3. Коронка твердосплавная комбинированного типа.

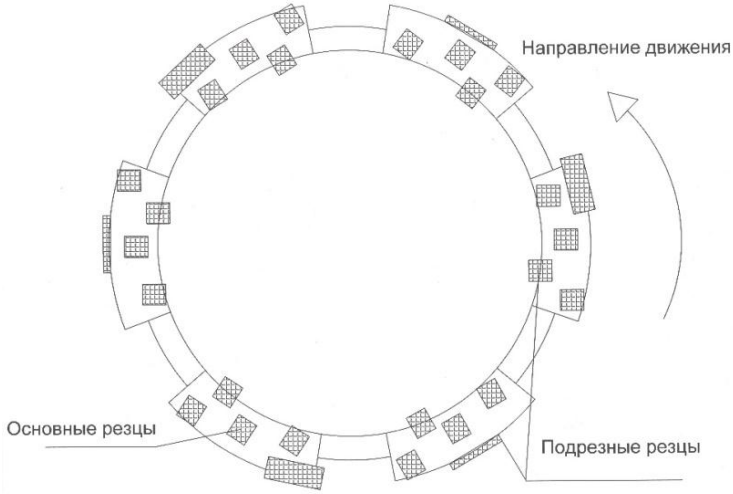


Рис. 4. Вид с торцевой части.

Корпус инструмента (рис. 3) изготовлен из цельной металлической (трубной) заготовки, торцевая часть корпуса выполнена с расширением, а резцы армированы сверхтвердым материалом, размер (ширина) которых подобран из условия полного перекрытия кольцевого забоя. Благодаря изготовлению корпуса коронки из цельной металлической заготовки значительно увеличивается прочность корпуса с расширенной торцевой частью, а также повышается ресурс твердосплавных резцов за счет массивной конструкции.

Суммарная площадь каналов должна быть не меньше минимальной площади сечения замков бурильных труб с тем, чтобы обеспечить свободный вынос даже крупных частиц породы.

Наличие широких твердосплавных резцов по торцу (рис. 4) и на боковой поверхности породоразрушающего инструмента обеспечивает максимальные зазоры между колонковой трубой и стенками скважины, что обуславливает хорошую очистку забоя скважины от шлама. Конструкция инструмента обеспечивает ступенчатую форму разрушения забоя, так как наличие дополнительных обнаженных поверхностей способствует более эффективному разрушению забоя

В первую очередь следует уделить внимание технологии пайки породоразрушающего инструмента. При пайке с помощью высокотемпературных твердых припоев, твердый сплав подвергается нагреву до 900 - 1200 ^{0}C, в зависимости от марки припоя. Нагрев может вызвать структурные изменения и снижение механической прочности твердого сплава, а в случае недостаточной защиты от окружающей атмосферы - окисление поверхностного слоя. Высокие скорости нагрева и охлаждения могут привести к образованию трещин. Отсюда следует, что необходимы определенные ограничения в скоростях нагрева и охлаждения инструмента.

В качестве материала припоя в серийных коронках используется Латунь Л68. В данном случае рекомендуется использовать припой ТП-1. Припой представляет собой триметаллическую полосу, полученную прокаткой. Плавящиеся в процессе пайки наружные слои толщиной 0,2 мм состоят из латуни марки ЛНМц 50-2-2, имеющей Тпл = 872 °С. Внутренний слой не плавится в процессе пайки и служит прокладкой, изготовлен из бронзы марки БрНБ 7-0,5 толщиной 0,4 мм и имеет Тпл = = 1126°С. Главным преимуществом трехслойного припоя является получение паяного шва достаточной прочности, способного компенсировать разность сокращения размеров стали и твердого сплава при охлаждении паяного соединения в большей степени, чем все известные припои, в том числе и серебряные. Припой ТП-1 меньше, чем другие припои, деформируется во всем температурном интервале (от температуры солидуса наружных слоев до 20 °С).

В качестве резцов из сверхтвердого материала предполагается применение наноматериала – Нанокубический нитрид бора (микробор) (таб. 1.) Кубический нитрид бора — новый синтетический сверхтвердый материал, который по

твердости приближается к алмазу, но имеет более высокую теплостойкость. Кубический нитрид бора представляет собой химическое соединение двух элементов—бора (43,6%) и азота (56,4%). Он имеет кристаллическую решетку почти с такими же строением и параметрами, как и алмаз.

Таблица 1

Сравнение физико-механических свойств инструментальных материалов

Наименование	**Микротвердость. ГПа**	**Теплостойкость. С**
Быстрорежущая сталь	5	715
Твердый сплав	10	900
Керамика	20	1100
КНБ	37	1200
НКНБ Микробор	65	1500
Алмаз синтетический	95-100	1100
Алмаз природный	100	650-Трещинообразо-вание500- Графитизация

В отличие от структуры графита, у которого шестигранные слои сдвинуты один относительно другого так, что вершина шестигранника находится над центром соседнего, у нитрида бора эти слои расположены точно друг под другом, а атомы бора и азота чередуются по вертикали. Плотности нитрида бора и графита близки и составляют 2,20—2,25 г/см3 и 2,20—2,35 г/см3 соответственно. Сам по себе нитрид бора не является сверхпрочным материалом, однако если поместить его под давление, то его прочностные характеристики возрастают в разы [2].

Проведение исследований по высокотемпературному взаимодействию термо- и износостойких резцов с горной породой и разработка на их основе породоразрушающих инструментов нового поколения становится большим потенциальным резервом в снижении затрат не только на разведку, но и на весь цикл добычи полезных ископаемых.

Использование новых износо-термостойких нанокомпозитных материалов для резцов буровых коронок, работающих в условиях высоких температур, представляется весьма перспективным создание буровых коронок с резцами из КНБ для бурения с продувкой сжатым воздухом в условиях криолитозоны.

Применение новых методов пайки позволит повысить эксплуатационную стойкость бурового инструмента, что в свою очередь создаст значительный экономический эффект.

Внедрение конструкции буровых коронок с увеличенным кольцевым зазором циркуляционной системы и с расширенной торцевой частью позволит повысить технико-экономический показатель процесса разрушения горных пород в условиях многолетней мерзлоты.

Литература:

1. «Справочник по бурению геологоразведочных скважин» - И.С.Афанасьев, Г.А. Блинов и др.; СПб.: ООО "Недра", 2000, с.157; "Справочник механика геологоразведочных работ" - А.А. Гланц, В.В. Алексеев, - М.: Недра, 1987, с.125.

2. Шипило В. Б., Аниченко Н. Г., Старченко И. М. и др. Структура и свойства композиционных материалов на основе кубического нитрида бора, спеченных при высоком давлении //Сверхтвердые материалы. 1996. № 5. С. 8–12.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНИКИ И ТЕХНОЛОГИИ ПРОХОДКИ ШУРФОВ БУРОВЫМ СПОСОБОМ ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Егоров И.А.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.Якутск

На территории Республики Саха (Якутия) расположена значительная часть россыпных месторождений Российской Федерации. Каждый год при предварительной и детальной разведке этих месторождений проводится большой объем ударно-канатного бурения и шурфопроходческих работ, которые в основном осуществляются буровзрывным способом. Эти виды работ еще со времен СССР не претерпели значительного научно-технического прогресса, они отличаются высокой долей тяжелого ручного труда, малопроизводительностью, и помимо этого, являются далеко не безопасными. Поэтому вопрос о совершенствовании существующей техники и технологии проходки шурфов при разведке россыпных месторождений Северо-Востока страны до сих пор стоит остро и является актуальным.

В настоящее время, наиболее перспективным способом повышения производительности шурфопроходческих работ является развитие техники и технологии бурения шурфоскважин с помощью буровых установок, обеспечивающих комплексную механизацию работ, повышение производительности и безопасности труда при одновременном снижении себестоимости работ [1].

Исследованиями проходки горных выработок с помощью буровых установок (бурение скважин большого диаметра) в разные годы занималось немалое количество исследователей и научных организаций. Весомый вклад в развитие этого способа внесли следующие советские ученые: Л.Г. Грабчак, Д.Н. Башкатов, С.А. Брылов, О.В. Зеленцов, В.С. Владиславлев, Б.М. Ребрик, В.П. Кренделев, В.Т. Борисович, В.И. Несмотряев, А.В. Чистяков, Б.Н. Кузовлев, В.А. Плохих, В.П. Яшин, А.Н. Попов, А.И. Кабанцев, и другие. Ими в разное время были проведены исследования и подробно изучены вопросы бурового разрушения (резания)

горного массива, очистки и эффективного удаления разрушенной породы из забоя выработки и многое другое [2].

Работы по исследованию проходки скважин большого диаметра в зоне распространения многолетнемерзлых пород в основном велись по изучению ударно-канатного бурения. Изучением бурения шурфоскважин вращательным способом при разведке россыпных месторождений криолитозоны в настоящий момент занимается кафедра Технологии и техники разведки полезных ископаемых геологоразведочного факультета ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова». Сотрудниками и студентами кафедры совместно с ОАО «Алмазы Анабара» в 2014 году был спроектирован и изготовлен опытный вариант шнеко-аккумулирующего бурового снаряда (ШАС) диаметром 750 мм с поинтервальным отбором разрушенной породы [3].

Разработанный шнеко-аккумулирующий буровой снаряд с поинтервальным отбором керна имеет следующие преимущества:

- используется относительно упрощенная конструкция бурового снаряда (стандартные буровые инструменты);

- шнековый транспортер расположен внутри колонковой трубы, при этом разрушенная порода не затирается в стенки скважины и обеспечивается качественный отбор пробы в полном объеме;

- ограниченная длина шнекового транспортера (2-3 витка) в колонковой трубе снижает расход мощности привода буровой установки на вращательное бурение;

- поинтервальный (рейсовый) отбор разрушенной породы, исключающий потери и разубоживание соседними интервалами, обеспечивает высокое качество и представительность пробы в данном интервале;

- снижаются осложнения транспортировки мерзлой разрушенной породы, которые характерны при работе стандартного шнека в открытом стволе скважины, связанные с процессом прилипания, смерзания льдистой разрушенной породы на ребордах шнека и стенке скважины при температурных колебаниях на забое и в стволе скважины;

- расширяются возможности оптимизации рационального режима бурения (C_0, n): увеличение частоты вращения (n) при ограничении и стабилизации осевой нагрузки (C_0);

- возможны как технологические, так и валовые опробования месторождения.

Но несмотря на все свои преимущества, при бурении этим снарядом могут возникнуть осложнения в валунно-галечниковых отложениях из-за трудности разбуривания валунов вращательным забурником. Поэтому необходимо одновременно изучение возможностей других способов с применением пневмоударных буровых механизмов и колонкового бурения большим диаметром.

В мировой практике строительных работ при бурении скважин под свайные фундаменты в скальных породах широкое распространение получили колонковые буровые снаряды большого диаметра (рис. 1). В отличие от шнековых снарядов и

ковшебуров, которые разрушают горную породу сплошным забоем, при бурении скважин большого диаметра колонковым способом разрушение породы происходит за счет концентрации осевой нагрузки на незначительной площади кольцевого забоя. Следовательно, при бурении скважин большого диаметра колонковым способом осевая нагрузка и крутящий момент, подаваемые буровой установкой на породоразрушающий инструмент будут расходоваться в разы эффективнее, чем при бурении этой же установкой скважин большого диаметра сплошным забоем с помощью шнекового снаряда или ковшебура.

В качестве буровой установки при бурении скважин данным снарядом в нашей стране, могут быть использованы отечественные буровые установки, используемые в строительных работах, такие как БКМ-2012, БКМ-2032 и др.

Колонковые буровые снаряды большого диаметра успешно применялись при бурении скважин под буронабивные сваи при строительстве спортивных объектов в г. Сочи (2009-2012 гг.), также с большим успехом использовались при разведке россыпных месторождений алмазов на Северном Урале с диаметром бурения 1,5 м [5].



Рис.1. Буровая установка и колонковый снаряд с диаметром 1 м в процессе бурения.

Исходя из этого, применение колонкового снаряда большого диаметра при разведке россыпных месторождений криолитозоны может успешно заменить другие способы проходки шурфов, и решить все вышеперечисленные задачи и проблемы. К основным преимуществам данного способа при бурении в условиях многолетней мерзлоты следует отнести:

1. Получение выхода геологического материала с ненарушенной структурой в виде керна;
2. Буровые работы можно проводить с высокой производительностью с помощью техники относительно небольших размеров и мощности, так как за счет концентрации осевой нагрузки на незначительной площади режущего кольца требования на осевую нагрузку при колонковом бурении шурфоскважин будут заметно ниже, чем при бурении шнековыми или ковшевыми буровыми снарядами.

Это является большим преимуществом, особенно при разведке месторождений криолитозоны или других труднодоступных регионов страны, так как такая техника является более проходимой и экономически доступной;

3. Уменьшение теплового воздействия на мерзлые породы, за счет возможности бурения с продувкой сжатым воздухом;
4. Возможность бурения по горным породам любой категории;
5. Возможность присоединения к келли-штанге;
6. Простота конструкции;
7. Ремонтопригодность.

Также следует отметить, что колонковые снаряды большого диаметра бывают разных модификаций, и в зависимости от особенностей геологического разреза могут быть использованы те или иные модели колонкового снаряда.

К недостаткам колонкового способа бурения скважин большого диаметра, следует отнести возникновение проблемы с отрывом керна от забоя и его удержанием в колонковой трубе при подъеме снаряда. Но как показывает практика, в основном эта проблема возникают при бурении по монолитным скальным горным породам, и то, как утверждают производственники, в 60-70 % керн без проблем отрывается от забоя путем затирки и остается внутри колонковой трубы. В тех случаях, когда керн невозможно оторвать от забоя, его разрушают с помощью скального шнека.

Исходя из изложенного, становится очевидным, что применение колонкового способа бурения большим диаметром при разведке россыпных месторождений криолитозоны вызывает особый интерес и требует выполнения большого объема теоретических и опытно-экспериментальных исследований.

Литература:

1. Брылов А.С., Грабчак Л.Г., Добровольский Г.Б., Олейник В.В., Жиленко Н.П., Бурение шурфов и скважин самоходными и передвижными установками - М. Недра, 1979 г. С.3.

2. Тимофеев Н.Г. Исследование и совершенствование технологии бурения шурфо-скважин в условиях криолитозоны // диссертационная работа канд.тех.наук: 25.00.14: защищена 24.11.15 г: утв. 26.02.16 – М. 2016 г. С.22-28.

3. Тимофеев Н.Г., Скрябин Р.М., Аргунов Б.В. О модернизации шнекоаккумулирующего бурового снаряда большого диаметра. // Научно-технический журнал «Разведка и охрана недр», №11, 2015г. С.38-41.

4. Арцимович Г.В. Рекомендации по повышению эффективности проходки зоны вечной мерзлоты при бурении скважин на газовых месторождениях Якутии. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1980. – С.76.

А.Г.Попов, Н.Г. Калашников, Ю.Г. Пактовский, «Применение скважин большого диаметра в геологической разведке месторождений алмазов на Северном Урале» // Вестник пермского университета, 2012 г. стр. 68-73.

ОПЫТ БУРЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИН В РЕСПУБЛИКЕ САХА (ЯКУТИЯ)

Ефимов Д.Н.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одним из основных природных особенностей территории Республики Саха (Якутия) является повсеместное распространение многолетней мерзлоты. Криолитозона оказывает существенное влияние на формирование геоморфологических, гидрологических геотермических, почвенных и других природных условий, определяет развитие различных мерзлотных процессов и явлений, неизвестных вне области распространения многолетнемерзлых горных пород.

Неравномерное распределение населения по обширной территории республики диктует свои требования и особенности организации водоснабжения. Традиционные источники водоснабжения, приуроченные к поверхностным водоемам и водотокам, имеют ряд недостатков: сезонное изменения качества воды рек, техногенное загрязнение и застойный режим озер, значительные изменения уровней водотоков в паводковый и меженный период, весьма значительная разрушающая способность ледохода. Отсюда возникает перспективность организации водоснабжения населения республики за счет использования подземных вод.

Из подземных для обеспечения населения республики питьевой и технической водой, наибольшее значение имеют подземные подмерзлотные воды. В настоящее время наиболее изучена и исследована южная часть обширного Якутского артезианского бассейна I порядка. В пределах южной части этого бассейна выделены следующие гидрогеологические структуры второго порядка: Лено-Вилюйский, Амгинский и Олекм-Туолбинский артезанские бассейны; Алдано-Ленский артезианский бассейн и Предверхоянское крыло Якутского артезианского бассейна [1].

В 1960-80-х годах велись активные работы по поиску подмерзлотных вод и оценке их качества. Основным предприятием, занимающимся бурением скважин на воду начиная с 1960-х годов прошлого и по настоящее время является Якутская поисково-съемочная экспедиция (ЯПСЭ, ныне ЦПСЭ). К глубокому сожалению, длительные наблюдения за режимными скважинами Цетральной Якутии велись до распада СССР (до 1992 года). Общие сведения о режимных скважинах на подмерзлотные воды даны в таблице 1.

Как известно, территория Якутского артезианского бассейна расположена в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью до 650 м, которые на отдельных участках прерываются сквозными и подозерными и подрусловыми таликами. Наличие многолетнемерзлых горных пород в разрезе

играет существенную роль при выборе технологии и техники бурения гидрогеологических скважин.

Таблица 1

Общие сведения о режимных скважинах на подмерзлотные воды на территории Центральной Якутии с длительным сроком наблюдений за период 1967-1992 гг. [2]

№№ п/п	Номер скважины	Местоположение скважин	Глубина скважин, м	Период наблюдений, годы	Продолжительность наблюдений, лет	Примечание
Амгинский артезианский бассейн						
Естественный режим						
1	32	п. Табага (г. Якутск)	939,7	1984-92	9	Наблюдается
Нарушенный режим						
2	31	г. Якутск (Территория ЯПСЭ)	478	1979-92	14	Наблюдается
3	3058	г. Якутск (птицефабрика)	450	1978-83	5	Эксплуатир.
4	12-Я	г. Якутск (ИМЗ СО РАН)	537,5	1970-92	22	Наблюдается
5	2-М	с. Майя, Мегино-Кангаласский	200	1967-92	26	Наблюдается
6	25-Н	п. Нижний Бестях	553,5	1979-92	13	Заморожена
7	1-АТ	с. Табага, Мегино-Кангаласский	235,2	1976-83	6	Эксплуатир.
8	3017	п. Табагаг.Якутск	315	1974-92	19	Наблюдается
9	1Л	с. Ломтука, Мегино-Кангаласский	266	1967-92	26	Наблюдается
Лено-Вилюйский артезианский бассейн						
Естественный режим						
10	4-Н	п. Нюрба, Ленинский	596,5	1976-92	17	Наблюдается
11	20-Б	с. Бердигестях, Горный	600,8	1971-83	12	Ликвидиров.
12	13-Ш	с. Шея, Сунтарский	320	1971-86	16	Ликвидиров.
Олекмо-Туолбинский артезианский бассейн						
Естественный режим						
13	1-П	г. Покровск	215	1969-83	15	Ликвидиров.

В последнее время Центральная поисково-съемочная экспедиция (ЦПСЭ) ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» в рамках государственного финансирования проводит гидрогеологические работы по обеспечения питьевой и технической

водой населения Центральной Якутии. Так, пробурены и введены в эксплуатацию водозаборные скважины в городах Якутск, Алдан, Нерюнгри, Томмот, Ленск, Олекминск, в населенных пунктах Нижний Бестях, Маган, Кызыл-Сыр, Чурапча, Бердигестях, Пеледуй и др.

Исходя из накопленного опыта и материально-технического опыта предприятия для бурения гидрогеологических скважин используется однотипная технология и техника бурения. Конструкция скважины определяется из условия обеспечения эффективного решения поставленной задачи - качественного опробования водоносного комплекса и определяется:

- диаметром фильтровой колонны;
- необходимостью перекрытия неустойчивых размывающихся пород по стволу скважины;
- залеганием пьезометрического уровня, исходя из которого рассчитывается глубина установки водоподъемного устройства.
- использованием насоса ЭЦВ-6 или ЭЦВ-8.

Диаметр эксплуатационной колонны должен позволять размещение в ней водоподъёмного оборудования. Конечный диаметр скважины определяется необходимостью качественного освоения, проведения опытных работ и геотермических измерений.

Типовая конструкция гидрогеологических скважин, пробуренных на территории г. Якутска и окрестностей приведена в таблице 2.

Таблица 2

Типовая конструкция проектной
гидрогеологической скважины глубиной 500 метров

Интервал бурения, м	Диаметр бурения, мм	Обсадка		Цементация
		диаметр труб, мм	интервал установки, м	
0-20	346	324	0-20	0-20
20-350	295	219	0-350	340-350
350-500	151	108	340-500(ф)	-

В качестве фильтра используются трубные металлические фильтры с щелевой перфорацией. В типовых геологических разрезах районов Республики Саха (Якутия) фильтры водозаборных скважин дополнительно покрывают металлической сеткой квадратного плетения. В качестве каркаса фильтра используются обсадные трубы геологоразведочного или нефтяного сортамента. Скважность таких фильтров достигает 20-25%, но не должна быть менее 6-8%, так как в процессе эксплуатации фильтра происходит химическое и бактериологическое зарастание его отверстий и повышаются гидравлические сопротивления входу воды в фильтр. Преимуществами данного типа фильтра являются то, что их можно установить на любую глубину и их изготовление можно

организовать на мастерской предприятия. К недостаткам можно отнести большой расход материала и трудоемкость изготовления. Для изготовления фильтра с водоприемной поверхностью из сетки используются сетки из меди, латуни и нержавеющей стали. Подбор рационального размера ячеек сетки может осуществляться из условия пропуска через них в лабораторных условиях до 20% от начального объема песка. Латунные сетки на стальном каркасе вызывают электрохимическую коррозию и преждевременный выход фильтров из строя. Как альтернатива металлическим сеткам, предприятие «ЦПСЭ» в последние два года на некоторых скважинах применила фильтровые синтетические полимерные сетки галунного плетения (ССГП). Такие сетки имеют особую стойкость к кольматации и коррозии, а также не заиливается и не зарастает. К преимуществам галунного плетения относят следующее: благодаря равномерным ячейкам сетка для фильтров имеет хорошую фильтрацию, несмотря на качество породы, прилегающей к самому фильтру. Помимо этого, галунное плетение помогает обеспечить наибольшей площадью поверхности сам фильтр, создать хороший объем всей конструкции – а это, в свою очередь, гарантирует правильную подачу воды сквозь перфорацию в ствол. Полиамид, из которого изготавливаются данные сетки, совершенно безопасен, обладает повышенной износостойкостью и долговечностью и не вступает во взаимодействие с водой.

При бурении скважин на воду в условиях распространения многолетнемерзлых горных пород имеется ряд специфических осложнений. Анализ состояния буровых работ в Северо-Восточной части России и на арктических территориях Канады и Аляски позволил составить полный комплекс осложнений, характерных для бурения и эксплуатации скважин на воду в условиях кролитозоны [4]. Их них наиболее распространенными являются следующие осложнения: затрубная циркуляция, обрушение стенок скважин, протаивание на контакте с обсадной колонной, просадка фундаментов буровых сооружений, деформации колонн, кристаллизация жидкой фазы внутри скважины, некачественное цементирование. Таким образом, можно выделить три основные причины осложнений: технологические, геокриологические и геологические. Такая взаимосвязь позволяет наметить пути устранения и определить комплекс мероприятий по профилактике осложнений при бурении и эксплуатации скважин на воду в условиях многолетней мерзлоты. Этот комплекс включает: обеспечение герметичности обсадных колонн; использование специальных промывочных систем и температурных режимов промывки, исключающих химическую и тепловую эрозию мерзлых пород; применение способов защиты мерзлых пород от растепления; устранение условий кристаллизации жидких флюидов; использование морозостойких быстросхватывающихся тампонажных смесей; предотвращение осложнений по геологическим причинам.

По опыту сооружения водозаборных скважин на территории Республики Саха (Якутия) существующий ряд проблем при бурении скважин на воду требует более

детального изучения по каждому из направлений, начиная от конструкции скважин, от вскрытия водоносного горизонта, от типа водоподъемных устройств. Отдельно требует изучения и технология и техника ремонта и восстановления производительности скважин.

Литература:

1. Гидрогеология СССР, том XX, Якутская АССР. Якутское геологическое управление. Институт мерзлотоведения СО АН СССР. М., изд-во «Недра», 1970, 384 стр.

2. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В.Шепелёв, А.В.Бойцов, Н.Г.Оберман, М.Ф.Петченко и др. – Якутск: Издательство Институ мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.

3. Коломиец А.М., Зайцев Б.И., Голиков С.И. Новые технические средства и технологии для бурения скважин на воду и нерудное сырье. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2010. – 231 с.

4. Быков И.Ю., Дмитриев В.Д. Бурение скважин на воду в северных районах. Л.: Недра, 1981. - 128 с.

КОМБИНИРОВАННЫЙ РЕАГЕНТ НА ОСНОВЕ ТАЛЛОВОГО ПЕКА – ЗАДАЧИ И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ.

Иванов А.Г., Бердыев С.С., Атласов Р.А., Николаева М.В.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Комбинированный реагент на основе таллового пека (КРП) – реагент для улучшения основных характеристик бурового раствора. Состоит из таллового пека, дизельного топлива либо любой другой углеводородной жидкости, Al2(SO4)3 (Алюминий сернокислый), карбоксиметилцеллюлозы (КМЦ) либо другие полимерные реагенты. Разработаны три основных состава:

КРП 1: Дизельное топливо (ДТ) либо любая другая углеводородная жидкость – 20%; КМЦ либо другие полимерные реагенты – 2-2,5%; таловый пек – 2-5%.

КРП 2: Дизельное топливо (ДТ) либо любая другая углеводородная жидкость – 25-50%; таловый пек – 3-5%; Al2(SO4)3 (Алюминий сернокислый) – 3-5%.

КРП 3: Дизельное топливо (ДТ) либо любая другая углеводородная жидкость – 25-35%; карбоксиметилцеллюлоза (КМЦ) либо другие полимерные реагенты – 2,5-4%; таловый пек – 2,5-3,5%; Al2(SO4)3 – 3-4%.

Данный реагент разработан для решения следующих задач:

- плохая очистка ствола скважины;
- прихваты бурильного инструмента;
- поглощения бурового раствора;
- нарушение устойчивости стенок скважины;
- осложнения при спуске инструмента.

Эффективность было подтверждено лабораторными исследованиями результаты, которых приведены в таблице 1.

Для испытания был взят глинистый БР содержащий: бентонит, соду кальцинированную, соду каустическую, КМЦ, пеногаситель, хлористый натрий и техническую воду. Данный раствор был выбран в виду его широкой распространенности и гибкости применения при различных осложненных условиях.

Таблица 1

Состав ГРП	Обрабатываемый раствор					Величина КРП %	Свойства р-ра после его обработки КРП				Примечание
	Состав	Свойства					Т сек	СНС г/Па	Фзо $см^3$	ρ $кг/см^3$	
		Т сек	СНС г/Па	Фзо $см^3$	ρ $кг/см^3$						
КРП-1 Д/т-20% КМЦ-600 – 2,5% Талов.пек – 4% Вода - остальное	10% гл.р-р.	17	0/0	21,5	1050	15	45	3/9	6	1040	Глинопорошок с выходом 6,4 $м^3/тн$
	15% гл.р-р.	25	15/24	14	1070	15	80	70/120	6	1060	
	17% гл.р-р.	22	16/28	18	1090	15	42	27/60	4	1080	Глинопорошок с выход. - 3,3$м^3/тн$
КРП-2 Д/т – 30% Тал.пек-3% Al2(SO4)3 – 3,2% Вода-остальное	15% гл.р-р.	19	0/2	25	1080	5	21	12/15	25	1070	Глинопорошок с выходом 6,4 $м^3/тн$
	20% гл.р-р.	25	42/54	18	1110	5	52	114/180	18	1100	
	21% гл.р-р.	52	4/5	4	1200	5	32	5/6	4	1190	Засолоненный раствор
КРП-3 Д/т – 30% КМЦ-3% Тал.пек-3% Al2(SO4)3 – 3,2% Вода-остальное	12% гл.р-р.	22	2/12	19,5	1060	1	22	18/45	15,5	1060	Глинопорошок с выходом 6,4 $м^3/тн$
	12% гл.р-р.	22	2/12	19,5	1060	3	26	36/87	12,5	1060	
	12% гл.р-р.	22	2/12	19,5	1060	5	46	123/243	10,5	1050	
	15% гл.р-р.	19	0/2	25	1080	5	20	10/18	15	1050	с вых.3,3$м^3/тн$
	8% гл.р-р.	16	0/0	28	1040	5	22	27/60	21,5	1040	с вых.6,4$м^3/тн$

По полученным данным видно, что добавление КРП всех трех составов оказал положительное влияние на свойства БР. Увеличились показатели условной вязкости (Т, сек) и статического напряжения сдвига (СНС), что обеспечит полноценный вынос шлама и сохранит на длительное время во взвешенном состоянии выбуренную породу при полной остановке циркуляции. В первом и в третьем составе значительно снизилось фильтрационное свойство ($Ф_{30}$) за счет формирования слабопроницаемой эластичной корки. Присутствие в составе углеводородной фазы способствует повышению антифризных свойств раствора, что позволит использовать БР с температурой ниже 0˚С для предупреждения оттайки и последующего обвала стенок скважин в мягких и слабоцементированных породах залегающие в районе ММП. Помимо этого КРП

выступает как регулятор реологических, ингибирующих и смазочных свойств бурового раствора [1, 2].

Эффективность и качество строительства нефтяных и газовых скважин зависит от огромного количества параметров и условий, одним из которых является правильный подбор и применение буровых промывочных жидкостей. Существует широкий спектр буровых растворов (БР) начиная от простого минерализованного водного раствора до сложных многокомпонентных дисперсионных систем. Строительство нефтяных и газовых скважин - сложный и дорогостоящий процесс, за последнее время затраты буровых компаний на реагенты для промывочных жидкостей существенно увеличились. Связано это в большей степени с импортным сырьем, цена за которого выросла в среднем в 1,8 раз.

Поэтому еще более актуальными становятся взгляды на применение отечественного сырья и разработок в области промывки скважин. Зависимость от зарубежных импортеров на данный момент является дорогим и нецелесообразным. Дальнейшие работы по совершенствованию составов буровых растворов, должны основываться на применении доступного отечественного сырья. Талловый пек может выступить в качестве такого примера, являясь доступным и относительно дешевым возобновляемым сырьем растительного происхождения, обладающий ценными свойствами, он в настоящее время ещё не нашёл достаточного квалифицированного применения. В основном используется при строительстве дорог, а значительная его часть сжигается в смеси с мазутом непосредственно на сульфат-целлюлозных предприятиях [3]. Количество необходимого сырья для приготовления реагента незначительно, но при внедрении она может занять нишу по использованию таллового пека.

Литература:

1. Шевчук В.В., Можейко Ф.Ф., Стрельчонок В.В. Применение продуктов лесохимического производства в составах для бурения // Экспресс-информ. Отечеств, произв. опыт. Лесохимия и подсочка, вып. 2. - М.: ВНИПИЭИлеспром, 1986. – с. 23-24.

2. Заливин В.Г. Использование продуктов химпроизводств в качестве активных добавок к буровым промывочным жидкостям // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Тез. докл. научн.-техн. конф. - Иркутск.: ИрГТУ, 2004. - Вып.4. - с. 24-28.

3. А.Ю. Царьков, В.Л. Заворотный, В.В. Живаева, О.А. Нечаева, Применение таллового масла и его производных в нефтегазовой отрасли // Экспозиция нефть газ, №2, 2012

4. Анализы лабораторных исследований

КРАТКИЙ ОБЗОР И АНАЛИЗ СПОСОБОВ КРЕПЛЕНИЯ РЕЗЦОВ КОЛЬЦЕВЫХ БУРОВЫХ КОРОНОК

Иванов И.И., Федоров Л.Н.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

В настоящее время в кольцевых буровых коронках широко применяются твердые сплавы и алмазы. При этом крепление резцов из этих материалов к корпусу инструмента осуществляется исключительно термическими способами, которые сопровождаются наведением вредных внутренних напряжений. Известно, что при этом паяные инструменты на 30% теряют свою прочность. Однако такие породоразрушающие инструменты сохраняют работоспособность за счет различных высокотехнологических операций по уменьшению наведенных термических напряжений. Следует также заметить, что в отработавшихся алмазных инструментах остается значительное количество дорогостоящего алмазного сырья. Одновременно с применяющимися инструментальными материалами появляются материалы нового поколения, такие как: фуллерен, диборид рения, агрегированные поликристаллы алмаза, нанокомпозит кубического нитрида бора (наноКНБ) и др. Наибольший интерес представляет наноКНБ, хорошо зарекомендовавший себя в металлообработке. Но, отличаясь от алмаза и твердого сплава повышенными рабочими характеристиками, он одновременно является труднопаяемым. Это делает крепление резцов из таких материалов к кольцевым буровым коронкам трудноразрешимой задачей. Таким образом, задача анализа и изучения способов крепления резцов кольцевых буровых коронок является весьма актуальной.

Наиболее известными способами крепления резцов к буровым инструментам являются пайка и механическое крепление. Однако в колонковом бурении в кольцевых буровых коронках крепление резцов осуществляется исключительно пайкой, хотя имеется в литературных источниках информация о возможности использования механического крепления в буровых коронках.

Крепления резцов в породоразрушающих инструментах пайкой. Пайка и сварка обладают многими достоинствами, среди которых основными являются:

- простота технологии изготовления инструмента;
- доступность пайки в условиях производственных мастерских;
- предельная компактность собранного инструмента.

Благодаря этим основным достоинствам и интенсивно развиваясь в сторону совершенствования технологии, пайка имеет широкое применение на практике.

Следует также отметить существенные недостатки:

- в отработавшихся алмазных инструментах остается значительное количество дорогостоящего алмазного сырья;
- потеря прочности;

- невысокая надежность из-за значительных внутренних напряжений в паяном соединении;

- невозможность пайки износостойких марок твердого сплава с минимальным содержанием кобальта.

Существуют различные приемы и способы борьбы против внутренних напряжений путем глубокого охлаждения, нагрева разнообразными способами и воздействия различными полями, которые дают соответствующий результат в упрочнении инструментального материала и его соединения пайкой. Однако все эти приемы и способы борьбы дают эффект, если при последующей эксплуатации резцы не нагреваются выше 300-500°С. В противном случае, после работы, т.е. после охлаждения, из-за различия коэффициента термического расширения снова будут наведены внутренние напряжения, которые приведут к преждевременному выходу резцов из строя.

Наряду с пайкой разрабатываются и другие термические способы крепления резцов из твердого и сверхтвердого сплавов. Из известных неразъемных соединений наиболее предпочтительной является сварка диффузионным способом в вакууме. Диффузионная сварка в вакууме – способ сварки без расплавления основного металла за счет нагрева и сдавливания соединяемых деталей. В зоне сварки происходит диффузия одного металла в другой. Диффузионная сварка позволяет получать сварные швы высокого качества без внутренних напряжений и без перегрева металла в околошовной зоне. Этим способом можно соединять детали из одинаковых твердых и хрупких или разнородных материалов: из стали, твердых сплавов, титана, меди, никеля и их сплавов и т.д. Возможна сварка деталей из некоторых неметаллических материалов, например двух керамических или керамической с металлической. Применение диффузионной сварки ограничивается необходимостью иметь сложную и дорогую аппаратуру. Производительность диффузионной сварки не очень высока из-за наличия таких операций, как вакуумирование камеры, нагрев деталей, выдержка для проведения диффузии [1].

Механическое крепление резцов в буровых инструментах. Как уже отмечалось выше, механическое крепление в практике колонкового бурения не имеет применения, но известны и разработаны отдельные способы крепления по этому направлению: заклепкой, винтом и клином.

Известно механическое крепление резцов в двухъярусных буровых коронках, в которых резцы верхнего яруса соединяются пайкой, а резцы нижнего яруса крепятся к корпусу коронки посредством *пазового соединения с заклепкой* [2].

Однако идея выключения с работы износившихся резцов в твердосплавных коронках впоследствии не нашла распространения, так как вскоре появились самозатачивающиеся коронки типа СА1…СА6 с паяными тонкопластинчатыми резцами, которые оказались в изготовлении более технологичными, а в бурении скважин - более производительными.

Клиновое крепление с винтом. В бурении геологоразведочных скважин имеют применение буровые коронки, армированные алмазно-твердосплавными пластинами, имеющими отрицательные передние углы в плане и к боковой внутренней поверхности резания. Недостатком этих коронок является невозможность восстановления изношенной коронки до ее номинальных размеров, так как все армирующие алмазно-твердосплавные пластины (АТП) закреплены пайкой. В связи с этим разработано клиновое крепление винтом АТП к корпусу коронки, с возможностью перестановки ее на неизношенные кромки. В процессе резания участвует лишь часть круглой кольцевой кромки алмазно-твердосплавной пластины, контактирующая с породой, износ которой приводит к изменению размеров инструмента. При этом большая часть круглой кольцевой кромки, не участвующая в резании, остается острой. Благодаря этому и возможности перестановки алмазно-твердосплавных пластин, коронку можно использовать многократно. Это увеличивает общую наработку дорогостоящего инструмента не менее чем в два раза, по сравнению с коронкой с припаянными АТП [3].

Пазовое крепление с винтом. Коронка, имеющая пазовое крепление резцов с винтом применялась при проходке глубоких скважин с отбором керна в ледовых толщах Арктики и Антарктики. Она показала высокую работоспособность: повышение механической скорости бурения, увеличение рейсовой проходки, снижение энергоемкости процесса резания за счет уменьшения толщины срезаемого слоя каждым резцом. Резцы имеют кольцевой паз для фиксации в радиальном направлении относительно корпуса коронки и отверстие под винт, который крепит их к торцу корпуса коронки [4].

Также в ИГДС СО РАН разработано новое пазовое соединение для кольцевых буровых коронок и на его основе механическое крепление пластинчатых резцов с хвостовиком по типу «ласточкин хвост» (патенты РФ №№ 2520646, 2510449).

Таким образом, коронки с механическим соединением резцов к корпусу по сравнению с коронками с паяными резцами имеют следующие преимущества:

- увеличение проходки на коронку до 2-3 раз;
- нет брака при изготовлении, как при пайке резцов;
- возможность смены резцов;
- применение новых сверхтвердых материалов, которые сложно паять, в том числе твердые сплавы с малым содержанием кобальта;
- возможность бурения температуростойкими резцами в условиях высокотемпературного разупрочнения горных пород.

Из рассмотренного материала по способам механического крепления резцов кольцевых буровых коронок можно отметить следующие основные недостатки:

- многоэлементность;
- некомпактность;

- ненадежность коронки из-за высоких механических напряжений, обусловленных наличием в корпусе дополнительных разъёмов в виде пазов, винтов, клинов и др.

Приведенный краткий анализ показывает, что основные требования к способам крепления резцов буровых коронок можно кратко обозначить как компактность, надежность и разъемность. Однако в настоящее время не существует одновременно отвечающего этим требованиям способа крепления. В связи с вышесказанным представляется актуальной и обоснованной постановка задачи разработки нового способа крепления, отвечающего этим требованиям.

Литература:

1. http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/84939/Диффузионная
2. А.с. 161008 СССР, МПК Е 21b. Двухярусная буровая коронка [Текст] / Ю.Д. Буштедт, А.К. Атякин, Л.А. Лачинян, Н.Н. Литвинов. (СССР). – 767728/22-3; заявл. 03.11.1962; опубл. 09.11.1984, Бюл. №6. – 2 с.
3. Патент РФ №2422613, МПК E21B10/48. Кольцевая буровая коронка [Текст] / А.Я. Третьяк, Ю.Ф. Литкевич, А.Е. Асеева и др.; заявитель и патентообладатель Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Южно-Российский государственный технический университет. - №2009146596/03; заявл. 15.12.2009; опубл. 27.06.2011.
4. Патент РФ №2440479, МПК E21B10/00, G01 N 1/08. Коронка для бурения льда [Текст] / Н.И. Васильев, А.Н. Дмитриев; заявитель и патентообладатель Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Санкт-Петербургский горный институт им. Г.В. Плеханова (технический университет)». - №3; заявл. 13.08.2010; опубл. 20.01.2012.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАСТВОРИТЕЛЕЙ ПАРАФИНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕТОДОМ ДСК

Иванова И.К.[1,2], Корякина В.В.[2], Семенов М.Е.[2]

[1] Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

[2] Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В работе представлены данные по изучению влияния алифатических, ароматических и нафтеновых углеводородов на процессы кристаллизации/плавления промысловых отложений парафина, что позволяет предложить рекомендации для разработки рецептур компонентного состава реагентов, наиболее эффективных для удаления отложений, в том числе, в условиях криолитозоны.

Для приготовления объектов исследования использовали: промысловые асфальтосмолопарафиновые отложения (АСПО) – отложения парафина, отобранные с поверхности нефтедобывающего оборудования на Иреляхском ГНМ

(Республика Саха (Якутия)), состав отложений приведен в [2], отложения относятся к парафинистому типу. В качестве алифатических базовых растворителей были выбраны *н*-ундекан (*н*-C_{11}) и газовый конденсат (ГК) Иреляхского ГНМ, который в настоящее время используется на месторождении для удаления АСПО. В составе конденсата преобладают насыщенные углеводороды (УВ) метанового ряда, а нафтеновые и ароматические УВ находятся в подчиненных количествах [2]. Бинарные и тройные системы на основе базовых растворителей были приготовлены с использованием нафтеновой компоненты - циклогексана, и ароматической - *п*-ксилола.

Объектами исследования послужили 10 % мас. растворы АСПО в *н*-C_{11} и ГК и в следующих модельных системах на их основе:

- *н*-C_{11}+ *п*-ксилол (соотношение компонентов 1:1);
- *н*-C_{11}+ циклогексан (соотношение компонентов 1:1);
- *н*-C_{11}+ *п*-ксилол +циклогексан (соотношение компонентов 1:1:1);
- ГК+ *п*-ксилол (соотношение компонентов 1:1);
- ГК+ циклогексан (соотношение компонентов 1:1);
- ГК+ *п*-ксилол +циклогексан (соотношение компонентов 1:1:1).

Измерения температур и энтальпий фазовых переходов промысловых парафинов в вышеперечисленных системах проводили на дифференциальном сканирующем калориметре DSC 204 HP Phoenix фирмы «Netzsch» (Германия): масса навески ~25 мг, скорость сканирования 2,5°С/мин, в атмосфере гелия, в температурном интервале +50÷-10°С в режимах нагревания и охлаждения. За температуру начала кристаллизации принимали значение температуры начала образования первых кристаллитов, а за начало плавления первых кристаллитов - температуру начала процесса плавления парафина на термограммах. Точность измерения температуры составляла ±0,1°С, энтальпии плавления ±3%. Каждый эксперимент проводили 2-3 раза. Степень кристалличности (СК,%) исследуемых образцов подсчитывалась делением энтальпии плавления образца на энтальпию плавления парафина со 100% кристалличностью, $\Delta Hcryst$. Для нефтяных парафинов предполагается, что $\Delta Hcryst$=200 Дж/г [1].

Опираясь на результаты ДСК-анализа, были рассчитаны температурные зависимости массовой доли кристаллизующегося парафина в исследуемых растворителях. Расчет проводился автоматически в программе MSExcel как отношение площади пика при определенной температуре, пропорциональной энтальпии плавления, а значит и степени кристалличности образца, к общей площади пика.

В табл. 1 отражены результаты исследования. Видно (табл.1), что из *н*-C_{11} процесс кристаллизации парафинов, входящих в состав АСПО начинается при 8,6°С. Добавление по отдельности *п*-ксилола и циклогексана в равной степени уменьшают как температуру начала этого процесса с 8,6 до 7,9°С так и СК осадка

с 1,5 до 1,0%. В тройной системе температура начала кристаллизации увеличивается до 12,3°С, а СК в этом случае составляет 1,2%. Наибольшей температурой плавления характеризуется осадок из тройной системы, а наименьшей из алифатико-ароматического растворителя.

Таблица 1

Степень кристалличности, температуры и энтальпии фазовых переходов промысловых парафинов в 10% растворах АСПО в *н*-ундекане, газовом конденсате и в композициях на их основе

Система	Кристаллизация			Плавление		СК, %
	$T_{нач.кр}$, °С	$T_{кр}$, °С	$\Delta H_{кр}$, Дж/г	$T_{пл}$, °С	$\Delta H_{пл}$, Дж/г	
АСПО+*н*-C_{11}	8,6	8,0	3,66	7,1	2,90	1,5
АСПО+ *н*-C_{11}+ *п*-ксилол	7,8	7,1	4,26	5,1	1,93	1,0
АСПО+ *н*-C_{11}+ циклогексан	7,9	6,8	2,79	6,1	1,95	1,0
АСПО+ *н*-C_{11}+ *п*-ксилол+циклогексан	12,3	11,7	5,39	7,5	2,35	1,2
АСПО+ГК	21,8	21,2	6,36	10,7	3,74	1,9
АСПО+ ГК+ *п*-ксилол	9,1	8,7	3,62	7,3	1,01	0,5
АСПО+ ГК+ циклогексан	19,7	19,3	5,78	5,9	3,54	1,8
АСПО+ ГК+ *п*-ксилол+циклогексан	11,9	11,5	3,75	17,5	0,93	0,5

В газовом конденсате первые кристаллиты появляются при 21,8°С со СК равной 1,9%. Следует отметить, что при смене растворителя с *н*-C_{11} на ГК температуры начала кристаллизации и СК промысловых парафинов, увеличивается, что видимо, обусловлено тем, что в состав ГК входят *н*-алканы большей молекулярной массы, которые кристаллизуются совместно с парафинами. Добавление к ГК *п*-ксилола приводит к значительному понижению температуры кристаллизации - до 9,1°С, а СК осадка уменьшается в 3,8 раз. Кристаллизация из ГК с нафтеновой компонентой начинается при 19,7°С, СК осадка имеет относительно высокое значение и составляет 1,8%. В тройной системе процесс кристаллизации начинается при 11,9°С, СК осадка составляет 0,5%. Осадок из ГК, и его тройного композита характеризуется высокими температурами плавления, по сравнению с таковыми из смесей ГК с *п*-ксилолом и с циклогексаном.

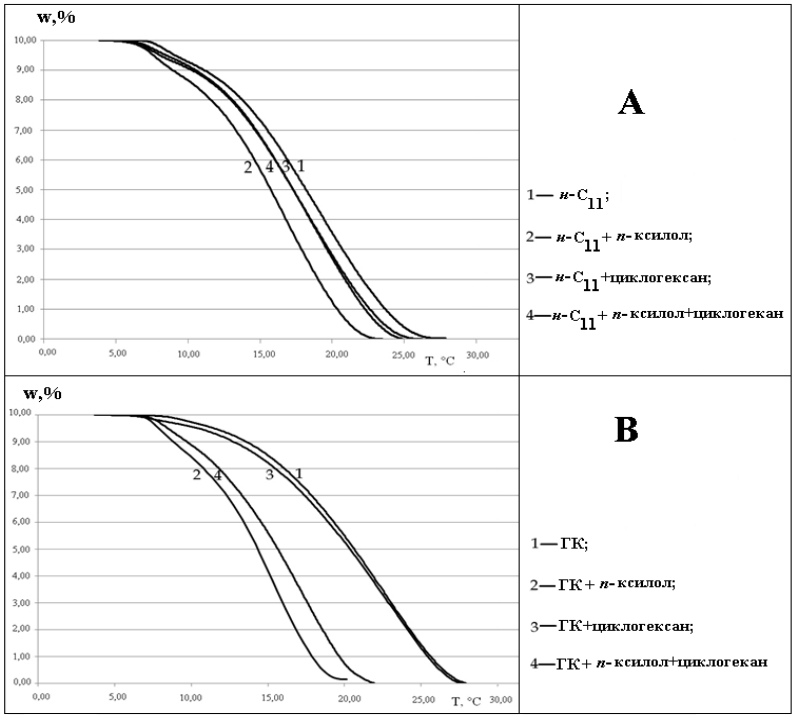


Рис. 1. Температурные зависимости массовой доли выпадающего в осадок промыслового парафина в различных системах на основе н-ундекана (А) и газового конденсата (В).

Построение температурной зависимости массовой доли образующегося при охлаждении кристаллического осадка из растворов АСПО в ГК и *н*-C_{11}, как модели его керосиновой фракции (рис. 1), показало, что процесс образования кристаллитов как из *н*-C_{11} так из ГК начинается при более высоких температурах, из их смесей с *п*-ксилолом при самых низких, а их бинарные и тройные композиты с нафтеновой компонентой занимают промежуточные положения. Если сравнивать эффективность растворителей для удаления отложений, то, например, сезонные температуры эксплуатации скважины на Иреляхском месторождении 10 и 25^{o}C, при этих температурах из ГК, в осадок выпадает от 98 до 15% парафина, соответственно, что делает его применение на месторождении технологически неэффективным. В *н*-C_{11} при температурах эксплуатации скважины выпадает от 95 до 5% парафина, причем при промежуточных температурах 15 и 20^{o}C кристаллизуется 75 и 35% парафина, соответственно, тогда как в ГК при этих температурах осаждается 85 и 55% парафина. Следовательно, фракционирование ГК с получением его керосиновой фракции повысило бы эффективность удаления отложений на этом месторождении. В эту пользу также свидетельствуют низкие температуры кристаллизации парафина из *н*-C_{11}, которая составляет 8,6 против

21,8°С из ГК, однако СК и температура плавления осадков парафина в этих растворителях имеет максимальные значения, что может затруднить удаление отложений и делает нецелесообразным применение тепловой обработки. Видно, что добавление *п*-ксилола как к *н*-$С_{11}$, так и к ГК приводит к выпадению при температурах эксплуатации скважины около 85% парафина при 10°С, и парафин полностью находится в растворенном состоянии при 25°С. Причем, как при 15, так и при 20°С в обоих случаях кристаллизуется одинаковое количество парафина, что уже не требует фракционирования конденсата, и эффективность удаления уже будет высокой при использовании ГК в смеси с ароматическими концентратами. Кроме этого, температура начала кристаллизации, температура плавления и СК осадка в этом случае по сравнению с другими системами характеризуется минимальными значениями. Перечисленные факты, как с экономической, так и с технологической точки зрения свидетельствуют в пользу применения ГК с добавлением ароматических концентратов для удаления АСПО на Иреляхском месторождении.

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны Минобрнауки России в рамках выполнения базовой части государственного задания проект № 1896 "Организация проведения научных исследований".

Литература:

1. Létoffé J.M., Claudy P., Kok M.V., Garcin M., Volle J.L. Crude oils: characterization of waxes on cooling by D.S.C. and thermomicroscopy // Fuel, 1995. V. 74. №6. P. 810-817.

2. Иванова И.К., Шиц Е.Ю. Использование газового конденсата для борьбы с органическими отложениями в условиях аномально низких пластовых температур // Нефтяное хозяйство, 2009. №12. С. 99 – 101.

УСТОЙЧИВОСТЬ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ВОКРУГ ГОРНОРАЗВЕДОЧНЫХ ВЫРАБОТОК

Иудин М.М.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Проблемы устойчивости массива горных пород вокруг подземных выработок многогранны: проблемы прогноза напряженно-деформированного состояния горных пород и их изменения в процессе эксплуатации горных выработок, проблемы развития и изменения прочностного состояния породного массива (insitu), проблемы прогноза развития процессов разрушения горных пород и т.д. [1 - 4].

Возникает задача: каким образом адаптировать современные геомеханические модели расчета напряженно-деформированного состояния массива горных пород к реальному состоянию массива горных пород с учетом структурных и текстурных

неоднородностей. Реальное состояние массива горных пород связана с геомеханическими характеристиками, которые включают упругие, деформационные и прочностные свойства горных пород, а также естественное напряженное состояние породного массива. Эти геомеханические характеристики также еще изменяются во временном интервале.

Наибольший практический интерес вызывает процесс перехода горных пород в предельное состояние, когда в массиве горных пород происходит значительное разрушение горных пород и образуется большая зона разрушенных горных пород вокруг выработки. При рассмотрении процесса развития разрушения возникает вопрос, что будет происходить с напряженно-деформированным состоянием горных пород в этой разрушенной зоне. Или напряженно-деформированное состояние в горных породах исчезнет, или параметры напряженно-деформированного состояния существенно изменяться.

С точки зрения понятия физической сплошности раз горные породы разрушены, то напряжения и деформации должны отсутствовать. Так трактуют обычные методы теории упругости: в данном варианте предсказывают такой результат. Возникает вопрос, что происходит в зоне разрушенных пород с напряжениями и деформациями, действующие в массиве горных пород до момента разрушения.

С другой стороны, можно предположить, что напряжения и деформации в зоне разрушенных пород действуют, только мы не знаем их количественный уровень.

Предлагаю следующие пути решения данной проблемы.

Основное условие устойчивости горных пород в геомеханике имеет смысл: максимальная компонента напряженного состояния массива горных пород должна быть меньше или равна прочности горных пород в точке ее определения. Если условие нарушается, то наступает разрушение горной породы. Таким образом, можно определить возможную зону разрушения горных пород вокруг выработки.

При большой зоне разрушения горных пород данное условие устойчивости уже не работает. Можно предположить некоторые варианты применения теории упругости к массиву горных пород.

Принимаем априори, что в зоне разрушения упругие и деформационные свойства горных пород стремятся к нулю. Это предположение означает, что породы в зоне разрушения могут сильно деформироваться, а это должно привести к росту напряжений. Например, подбирая значение модуля упругости, можно получить максимальные напряжения во всей зоне разрушения горных пород вокруг выработки.

Другой вариант: предполагаем, что в зоне разрушения прочностные свойства стремятся к значительному уменьшению по сравнению е естественными значениями прочности горных пород. Тогда, также можно получить максимальную зону разрушенных пород вокруг горной выработки.

Таким образом, данные методические подходы позволят в рамках общепринятых методов решения геомеханических задач определить возможную зону разрушения горных пород вокруг подземных выработок.

Литература

1. Иудин М.М. Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород // Отечественная геология – 2011. - №6. – С.72-76.

2. Иудин М.М. Коэффициент Пуассона многолетнемерзлых горных пород // Руды и металлы. – 2012. - №5. – С.74-77.

3. Иудин М.М. Напряженное состояние массива горных пород с учетом зоны протаивания и пластических деформаций // Разведка и охрана недр. – 2013. – №12. – С.55-56.

4. Иудин М.М. Прогноз напряженного состояния массива мерзлых горных пород вокруг горноразведочной выработки с учетом пластических деформаций // Разведка и охрана недр. – 2015. – №11. – С.34 – 35.

ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОМПРИМИРОВАННОГО ПРИРОДНОГО ГАЗА НА ГАЗОЗАПРАВОЧНЫХ СТАНЦИЯХ Г. ЯКУТСКА

Калачева Л.П., Федорова А.Ф.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г.Якутск

В настоящий момент распространилась практика использования в качестве моторного топлива природного газа в газифицированных населенных пунктах. Переход на газ имеет особое значение для предприятий – владельцев автотехники в Республике Саха (Якутия), экономика которой зависит от северного завоза. В частности, началось использование компримированного природного газа (КПГ) в транспортном парке и расширения сети газозаправочных станций. В 2007 году в г. Якутске силами предприятия ООО «Сахаметан» была введена в эксплуатацию автомобильная газонакопительная компрессорная станция (АГНКС-1). В качестве исходного газа на АГНКС-1 используется природный газ Средневилюйского газоконденсатного месторождения, который транспортируется в г. Якутск по магистральному газопроводу «Средневилюйское ГКМ-Якутск».

Проблемой использования компримированного природного газа в транспортном парке Республики являются низкие зимние температуры окружающего воздуха (до -50 градусов). В частности, одной из них является образование гидратов на узлах газораздаточных колонн заправочных станций, вызывающее снижение давления КПГ. Для изучения процесса гидратообразования на АГНКС-1 и исследования их состава были получены гидраты природного газа Средневилюйского ГКМ.

Целью работы является исследование условий образования и состава техногенных гидратов природного газа Средневилюйского ГКМ.

Компонентный состав природного газа Средневилюйского ГКМ и полученные газообразные продукты при разложении гидратов анализировали методом газоадсорбционной хроматографии по ГОСТ 23781-87 на программно-аналитическом комплексе «GS2010Plus» (Shimadzu). Компонентный состав природного газа Средневилюйского ГКМ приведен в таблице 1.

Таблица 1

Компонентный состав природного газа Средневилюйского ГКМ

Компоненты	Содержание, % мол.
CH_4	92,6
C_2H_6	5,23
C_3H_8	1,21
изо-C_4H_{10}	0,10
н-C_4H_{10}	0,12
C_2H_4	0,002
O_2	0,05
CO_2	0,05
N_2	0,58

На основании компонентного состава природного газа Средневилюйского ГКМ были рассчитаны равновесные давления гидратообразования и составы гидратов в зависимости от температуры по методу Слоана [1].

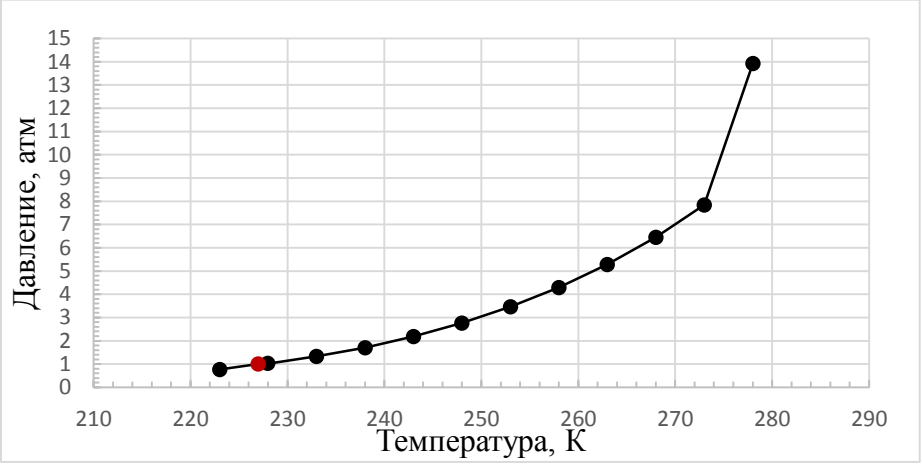


Рис. 1. Изменение давления гидратообразования природного газа Средневилюйского ГКМ от температуры

На рисунке 1 показана зависимость изменения равновесного давления гидратообразования газа Средневилюйского ГКМ от температуры. Установлено снижение равновесного давления гидратообразования природного газа с

понижением температуры. Если при 278 К равновесное давление гидратообразования равно 19,14 атм, то при 227 К процесс гидратообразования может протекать при атмосферном давлении.

Для выяснения причин снижения равновесного давления гидратообразования при отрицательных температурах, был рассчитан состав гидратов природного газа, который представлен в таблице 2.

Установлено, что понижение температуры гидратообразования приводит к снижению концентрации метана, этана, н-бутана и к повышению концентрации пропана и изобутана. Таким образом, при низких температурах в твердой фазе концентрируются более тяжелые компоненты природного газа.

Гидраты природного газа Средневилюйского ГКМ были синтезированы при Т=278 К и давлении 19,6 МПа из воды и газа в ячейке высокого давления. По мере образования газовых гидратов давление в ячейке начинало медленно падать до установления постоянного значения, что свидетельствовало о завершении процесса перехода системы «газ - вода» в гидрат. Формирование гидратов закончилось через четверо суток.

После завершения гидратообразования камеры были вскрыты. Весь объем камеры был заполнен нитевидными вискерными кристаллами белого цвета.

Таблица 2

Состав гидратов природного газа в зависимости от температуры

Т, К	**CH_4**	**C_2H_6**	**C_3H_8**	**изо-C_4H_{10}**	**н-C_4H_{10}**
278	64,0	5,66	25,7	3,21	0,36
273	62,1	5,59	28,2	3,64	0,39
268	61,6	5,29	28,8	3,77	0,38
263	61,2	4,99	29,4	3,89	0,38
258	60,9	4,68	30,0	4,00	0,37
253	60,6	4,37	30,5	4,11	0,35
248	60,3	4,06	30,9	4,22	0,34
243	60,1	3,76	31,4	4,32	0,33
238	60,0	3,46	31,7	4,42	0,31
233	59,9	3,17	32,1	4,51	0,30
228	59,8	2,89	32,4	4,59	0,28
223	59,8	2,62	32,6	4,67	0,27

Таблица 3

Компонентный состав гидратов природного газа Средневилюйского ГКМ

Компоненты	Содержание, % мол.	
Условия гидратообразования	Эксперимент 278 К, 193,5 атм	Расчет 278 К, 13,93 атм
CH_4	78,9	64,0
C_2H_6	14,6	5,66
C_3H_8	5,60	25,7
изо-C_4H_{10}	0,54	3,21
н-C_4H_{10}	0,23	0,36

Для количественной оценки объема и компонентного состава газа, заключенного в гидрат, проводили их разложение при Т=298 К и давлении 1 атм. В результате разложения гидратов был получен газ объемом 7,525 л. Компонентный состав газа, выделившийся при разложении гидратов, приведен в таблице 3. Так как гидрат синтезировали при давлении, превышающем равновесное давление практически в 10 раз, то в составе гидрата преобладают метан и этан, а содержание пропана в 5 раз меньше. При высоком давлении синтеза гидратов молекулы метана и этан заполняют малые полости гидрата, поэтому их концентрация в полученном гидрате выше.

Низкие зимние температуры окружающей среды приводят к снижению равновесного давления гидратообразования природного газа Средневилюйского ГКМ, следовательно, и к изменению состава гидратов. При понижении температуры в твердой фазе накапливаются пропан и изобутан, так как эти углеводороды образуют гидраты при более низком равновесном давлении, чем природный газ. Таким образом, образование гидратов на газораздаточных колоннах заправочных станций обусловлено изменением состава гидратов с понижением температуры.

Литература:

1. Sloan E.D., Koh C. A. Clathrate hydrates of natural gases: Third Edition.- NY: CRC Press, 2007. - 721 p.

О НОВОЙ КОНСТРУКЦИИ ПОРОДОРАЗРУШАЮЩЕГО ИНСТРУМЕНТА ДЛЯ БУРЕНИЯ СПЛОШНЫМ ЗАБОЕМ МЕЛКИХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИН.

Кельциев С.С., Григорьев Б.В., Скрябин Р.М., Острельдин С.К.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск

В производственной деятельности малого инновационного предприятия «Арктик-Бур» основное место занимает бурение инженерно-изыскательских

скважин кольцевым забоем с продувкой сжатым воздухом и непрерывным отбором керна. Однаковстречаются и отличные от вышесказанного способа бурения задачи бескернового бурения, которые требуют иного подхода и технологии исполнения. За последний год функционирования предприятия, к таким работам можно отнести следующие работы:

1. Бурение скважин глубиной 10 п.м. с целью установки термостабилизаторов ТСГ.В 38-11 на объекте «Перинатальный центр г. Якутск»;
2. Бурение скважин глубиной 5 п.м. под установку стержней заземления на объекте «Якутская ГРЭС-2».

Для выполнения работ по этим объектам стояли похожие задачи – в обеих случаях требовалось пробурить максимальное количество скважин в короткий отрезок времени с целью дальнейшей установки, в первом случае термостабилизаторов, во втором – стержней заземления, что подразумевало бурение сплошным забоем. Разница была лишь в глубине скважин и геологическом строении массива пород, так, если на объекте «Перинатальный центр г. Якутск» породный массив, в основном, сильно обводненный и включает в себя строительный мусор, то на «Якутской ГРЭС-2», наоборот, массив нетронутый и состоял из сезонно талого слоя и мерзлого песка и суглинка.

Бурение скважин глубиной от 5 до 10 п.м. диаметром не более 100 мм. буровой установкой УРБ 2-А2 с компрессором 4ВУ1-5/9.

Рассматривались три способа бурения скважин: шнековый способ бурения, бурение пикообразными породоразрушающими инструментами для бескернового бурения в мягких породах и бурение с использованием стандартного колонкового набора в паре с модернизированной под бурение сплошным забоем коронкой. Шнековый способ бурения отпал по следующим причинам: низкая механическая скорость бурения, высокая стоимость забурника и высокая вероятность возникновения повреждения узлов буровой установки и инструмента в случае заклинивания забурника об строительный мусор. Пикообразный породоразрушающий инструмент также отпал, т.к. бурение проходило как по мерзлым, так и по талым грунтам, где породоразрушающие инструменты в виде пики не справлялось со своей задачей. Остановились на последнем варианте – бурение с использованием стандартного колонкового набора в паре с модернизированной под бурение сплошным забоем коронкой.

Модернизация существующих буровых коронок для бурения сплошным забоем осуществлялось на базе ООО «МИП «Арктик-Бур».

Конструкция данного породоразрушающего инструмента очень проста и эффективна. За основу взяты серийные ребристые буровые коронки типа М-5 и элементы от буровых коронок типа КТ-2 большего диаметра. Ввиду того, что при бурении сплошным забоем количество продукта разрушения породы значительно увеличивается по сравнению с бурением кольцевым забоем, к резцам имеющихся буровых коронок тип М-5 с внешней стороны привариваются дополнительные

расширения, состоящие из элементов резцов коронок типа КТ-2. Далее, с внутренней стороны вровень с кольцевыми резцами коронки М-5 приваривается так называемая «диагональная планка» также являющаяся элементом коронки КТ-2. Условное обозначение модернизированных коронок АБ-БК.

На рисунке 1 показана конструкция коронок АБ-БК.

При создании коронок АБ-БК стояли следующие задачи:

1. Высокая механическая скорость бурения;
2. Простота и легкость конструкции. Возможность использования в дальних экспедициях;
3. Низкая стоимость инструмента;
4. Универсальность использования при бурении различных сред. Важно отметить, под универсальностью, в данном случае, подразумевается характер воздействия на горную породу, т.е. инструмент должен работать на резание горной породы, а не на скалывание и дробление.
5. Возможность использования со слабыми компрессорами. Бурение коронками АБ-БК в паре со стандартным колонковым набором предпочтителен и тем, что можно бурить талые грунты с использованием слабых компрессоров, благодаря меньшему кольцевому зазору между стенкой скважины и колонковым набором, в отличие от бурения пиковыми бурами на бурильных трубах.

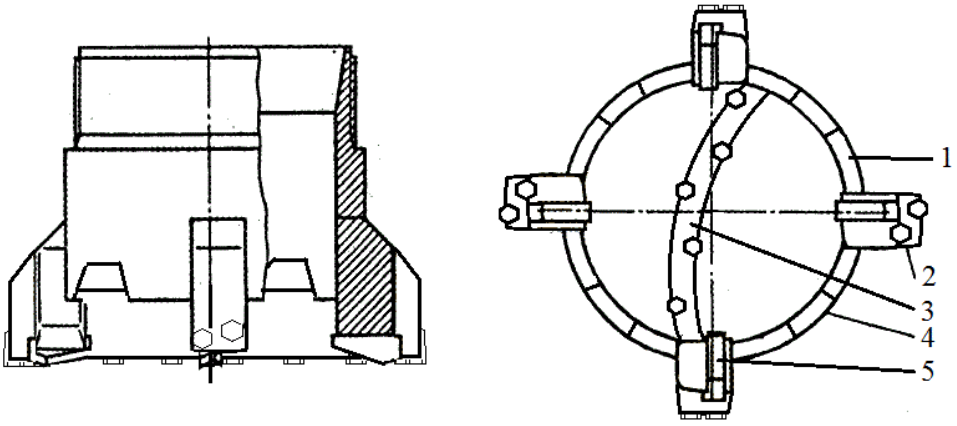


Рис. 1. Конструкция коронок АБ-БК

1 – корпус коронки; 2 – приваренные к основному резцу расширители, направление расширителей разная; 3 – диагональная планка; 4 – канава для продувки; 5 – основной резец.

При помощи данного инструмента нами пробурено **2090 п.м.** на объекте «Перинатальный центр г. Якутска» и **2480 п.м.** на объекте «Якутска ГРЭС-2» со скоростью, превышающей в 1,5-2 раза альтернативные способы бурения при среднем ресурсе коронок АБ-БК равной 120-130 п.м. Экспериментальное бурение

4570 п.м. с использованием коронок, собранных из имеющихся материалов, доказалоперспективность создания и усовершенствования принципиально новой модели коронок АБ-БК.

В дальнейшей модернизации коронок АБ-БК намечено придать большое значение имеет расположение резцов на «диагональной планке» коронки. В первом варианте резцы будут располагаться несимметрично, таким образом, чтобы каждый резец имел свою индивидуальную линию резания, обеспечивающую полное перекрытие и разрушение забоя скважины без оставления гребней.

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ БУРОВОЙ СИСТЕМЫ ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Килижеков О.К.,[1] **Толстов А.В.**[2]

[1] *Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК АЛРОСА*

[2] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Первые алмазы в Среднемархинском алмазоносном районе были выявлены амакинскими геологами-первопроходцами в русловом аллювии р. Марха в 1950 году. Спустя более 40 лет в бассейне р. Накын на глубине 60-80 метров бурением были вскрыты высокоалмазоносные кимберлитовые трубки Ботуобинская (1994) и Нюрбинская (1996), сопровождаемые погребенными россыпями алмазов. При проведении детальных поисковых работ и разведке коренных кимберлитовых месторождений была установлена промышленная алмазоносность погребенных россыпей. На флангах россыпи Нюрбинская поисковыми работами Ботуобинской ГРЭ оценены прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2. Оцениваемые блоки прогнозных ресурсов располагаются в пределах высококонтрастного Верхне-Дяхтарского ореола рассеяния МСА и алмазов. В их пределах расположены скважины, в керне которых установлены находки алмазов. Блоки выделены на продолжении россыпи «Нюрбинская» в пределах лицензионной площади ОАО «АЛРОСА-Нюрба», а также за ее пределами в юго-западном направлении на расстояние 4,0 км.

Являясь фрагментами крупного россыпного проявления алмазов, россыпи Нюрбинская, Ботуобинская и Майская имеют сходное геологическое строение, обусловленное сходством условий формирования алмазоносных залежей и близостью вещественного состава слагающих продуктивный пласт осадочных образований. Продуктивный пласт россыпей сложен породами укугутской свиты и дяхтарской толщи. Первые сведения о параметрах алмазоносности осадочных отложений, позволившие сформулировать вывод о возможности оценки алмазоносных россыпей керновыми пробами малого объема, получены по данным

поисковых и разведочных работ на кимберлитовых трубках Ботуобинская и Нюрбинская на основе обогащения керновых проб из скважин диаметром 112 мм.

Первая очередь россыпи Нюрбинская и россыпь Ботуобинская были впервые разведаны в 1996-2001 гг. При разведке месторождений была применена буровая система. Надконтурная часть россыпи над трубкой вскрывалась разведочными скважинами колонкового бурения диаметра 112 мм (диаметр керна – 88-90 мм) по сети близкой к прямоугольной. Плотность сети составила 80х40 м с меридионально-широтной ориентировкой профилей. При этом вес частных керновых проб изменялся от 4,3 кг до 119 кг и составил в среднем 42.5 кг. При постановке на баланс ГКЗ рекомендовала совместить отработку россыпи с проведением опережающей эксплуатационной разведки с целью уточнения контуров россыпи, особенностей распределения алмазов и изучением технологических свойств песков.

Методика эксплуатационной разведки россыпи заключалась в проходке колонковых скважин и их кустов диаметром 151 мм (диаметр керна – 128-130 мм), по сети 80х40 м со сгущением до 40х20 м. Буровая сеть по сравнению с детальной разведкой в большей части россыпи сгущалась в 4 раза.

В 2007-2010 гг. Ботуобинской ГРЭ проведена разведка второй очереди разрабатываемого месторождения погребённой россыпи Нюрбинская за пределами разведанных запасов в контурах блоков I-P_1 и IV-P_1 (участок №3, целиковая часть, за пределами контура разноса карьера Нюрбинский), при которой в целиковой части погребенной россыпи Нюрбинская, за пределами карьерного поля (участок №3), была применена сеть кустовых скважин (в кусте по 3-5 скважин диаметра 151 мм) 100х50 м.

Разведка второй очереди россыпи Нюрбинская проведена на основе данных колонкового бурения и обогащения проб из керна скважин. Подобное характерно для методики разведки коренных месторождений алмазов. В практике разведки россыпных месторождений алмазов данные колонкового бурения обычно учитываются лишь для определения пространственных параметров алмазоносных залежей при установленном литологическом контроле алмазоносности. Связано это в первую очередь с невыдержанным распределением алмазов в россыпных коллекторах, повышенным средним весом кристаллов, обусловленным их сортировкой, и, как следствие, снижением количества кристаллов в единице объёма «песков». Последнее неизбежно приводит к увеличению объёма минимально-представительной пробы и к увеличению суммарного объёма опробования.

В россыпях ближнего сноса влияние перечисленных факторов, обусловленное, прежде всего динамикой среды осадконакопления и дальностью переноса алмазного материала, снижается. Ситовая характеристика алмазов в «песках» приближается к таковой для алмазов из коренных месторождений.

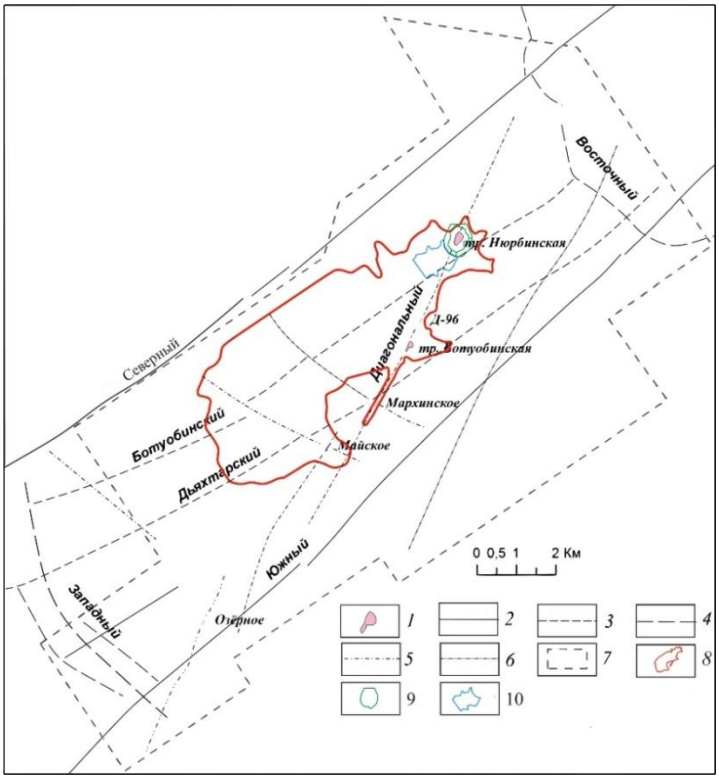


Рис. 1. Структурный план центральной части Накынского кимберлитового поля (по Игнатову и др.): 1 – известные кимберлитовые тела; 2-6 – осевые зоны разрывных нарушений, выделенные по данным магниторазведки, сейсморазведки и картирования микротектонических нарушенийй; 7 – граница центральной части Накынского кимберлитового поля; 8 – контур высококонтрастного Верхне-Дяхтарского ореола рассеяния МСА и алмазов; 9 – контур 1-ой очереди россыпи Нюрбинская; 10 - контур 2-ой очереди россыпи Нюрбинская.

Высокие содержания алмазов и практически полное отсутствие их сортировки в голове россыпи Нюрбинской дали возможность оценки и подсчета запасов на основе данных кернового (малообъёмного) опробования кустов (группы из трех-пяти сближенных скважин) по сети 100х50 м.

Россыпь, сопровождающая коренное месторождение Майское, также разведывалась скважинами колонкового бурения увеличенного диаметра (до 151 мм), пройденными по сети 100х50м. Таким образом, буровая система оценки и разведки погребенных алмазных россыпей Средне-Мархинского района определялась несоизмеримо меньшими финансовыми затратами и высокой степенью безопасности по сравнению с альтернативной (горной, в данном случае неизбежно подземной) системой разведки, и она себя полностью оправдала.

Таблица 1

Сопоставление ситовых характеристик алмазов в классе -4+0,5 мм блоков подсчета россыпи Нюрбинская и трубки Нюрбинская

Извлечено алмазов по гранулометрическим классам															Всего извлечено алмазов класса -8+0,5			Вес проб, т
-4+2					-2+1					-1+0,5								
шт	мг	вес %	Ср вес кр,мг	К-во крист. на 1 т песков, шт.	шт	мг	вес %	Ср вес кр,мг	К-во крист. на 1 т песков, шт.	шт	мг	вес %	Ср вес кр,мг	К-во крист. на 1 т песков, шт.	шт	мг	Ср вес кр,мг	
II очередь россыпи Нюрбинская. Кусты 3-5 скв. Объект Россыпной																		
482	16304,5	34,2	33,8	4,6	4217	22048,2	46,3	5,2	40,3	11316	9300,1	19,5	0,8	108,2	16015	47652,8	3,0	104,54
3,0					26,3					70,7		количественная доля,%						
I очередь россыпи. Эксплоразведка. Блок IIC2																		
432	13756,9	36,2	31,8	5,7	3398	15544,7	40,9	4,6	45,0	11319	8699,6	22,9	0,8	150,1	15149	38001,2	2,5	75,43
2,9					22,4					74,7		количественная доля,%						
Эксплоразведка трубки Нюрбинская. Блок 1C1 (+190-+100)																		
2471	84675,4	34,6	34,3		20964	101903,9	41,6	4,9		69970	58163,4	23,8	0,8		93405	244742,7	2,6	202,56
2,6					22,4					74,9		количественная доля,%						

Литература:

1. Толстов А.В., Килижеков О.К., Неустроев Р.Г., Гречишников Д.Н., Копылов Г.Н., Разумов А.Н., Яхин Ш.М. Особенности геологического строения, условий залегания и системы разведки погребенной россыпи Нюрбинская. Материалы XIV Международного совещания по геологии россыпей и кор выветривания, Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 660–665.

2. Толстов А.В. Новые перспективы освоения погребенных россыпей алмазов в Якутии. Геология и минерально-сырьевые ресурсы с-в РОССИИ. М-лы Всеросс. науч.-практ. конференции 1-3 апреля 2014 г., Изд. дом СВФУ, Якутск, с. 487-492.

3. О. К. Килижеков, А. Н. Разумов, Д. Н. Гречишников. Особенности геологического строения и дальнейшие перспективы оценки погребенной россыпи алмазов Нюрбинская. М-лы 1-й науч-практ. конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири», Новосибирск: ФГУП «СНИИГГиМС», 2014 С. 53-54.

4. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Сравнительный анализ рудовмещающих структур Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел Накынского поля Якутии // Геология рудных месторождений. – 2015 – т. 57, № 2 – с. 125–131.

5. Килижеков О.К., Толстов А.В., Минин В.А., Сыромолотова Н.А., Гречишников Д.Н. Особенности геологического строения и методики разведки россыпи алмазов, связанной с Майским кимберлитовым телом. Материалы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: (г. Пермь, ПГНИУ, 24–28 августа 2015г) / Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2015. с. 95-96.

О СОЗДАНИИ УНИВЕРСАЛЬНЫХ МОБИЛЬНЫХ МАЛОГАБАРИТНЫХ БУРОВЫХ УСТАНОВОК ДЛЯ БУРЕНИЯ НЕГЛУБОКИХ СКВАЖИН РАЗЛИЧНОГО НАЗНАЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Леонтьев С.Н[1]., Скрябин Р.М[2].

[1]ООО «Буровые Технологии», г. Нерюнгри;

[2] Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Большой объем неглубокого бурения на поисках и разведке россыпных месторождений полезных ископаемых, инженерных изысканиях, на открытых разработках, строительстве мостов, объектов промышленного и гражданского назначения, линий электропередач и других технических скважин в условиях севера определяет особую актуальность создания универсальных мобильных буровых установок северного исполнения.

Для решения этих задач нами предлагается оптимизировать современные буровые установки до малогабаритных, что повлечёт уменьшение себестоимости установки, стоимости транспортировки, и станет доступной не только большим корпорациям, но и развивающемуся малому и среднему бизнесу. Универсальность буровых установок заключается в использовании различных способов бурения с широким набором технологических снарядов в любых геологических условиях, в том числе ударноканатным способом бурения. В центральной части России в основном породы слабой категории бурения, широко используется шнековый способ бурения.

Проект рассчитан на бурение неглубоких технологических и инженерно-изыскательских скважин диаметром 110 - 410 мм. Очистка забоя может производиться как сжатым воздухом, так и промывочными жидкостями, за счёт лопастей при шнековом бурении.

Исходя из геологических или технических задач и условий, технически необходимо подобрать буровые снаряды и режимы бурения, отвечающие требованиям для бесперебойной и высокоэффективной работы в породах любой категории буримости. В основном, буровые установки, применяемые в промышленности, служат для определённого вида буровых работ, реже они являются многофункциональными. Их технические характеристики и конструктивные особенности ограничивают возможности использования различных способов бурения с широким набором технологических снарядов.

В нашей буровой установке использованы разные способы вращения и спускоподъёмных операций, позволяющие расширить технологические возможности бурения различными буровыми снарядами (шнеки, пневмоударники, гидроударники, колонковые забурники), не требующих высокого давления на забой (необходим высокий крутящий момент и регулируемое усилие при спускоподъёмных и аварийных операциях).

Для удобства бурения скважин D - 320 - 410 в четвертичных и скальных породах IV – X категории по буримости глубиной до 10 метров (свайные поля, линии электропередач), предусмотрен кластерный планетарный пневмоударный снаряд ППС - 410.

В последнее время в промышленности широко используются кластерные пневмоударники и пневмоударники больших диаметров.

Нами предложена конструкция модернизированного кластерного пневмоударника. Отличие нашей модификации заключается во вращении пневмоударников вокруг своей оси, при этом сам кластер не вращается, что приводит к наименьшему износу снаряда и наименьшему осыпанию стенок скважины. Рассчитана технология бурения на неглубокие технологические скважины по трещиноватым породам средней категорией буримости IV – VII. Благодаря спирально - вращательному методу разрушения породы, способ разрушения получился ударно-скалывающий разрыхляющий, что приводит к увеличению скорости бурения в гравийно-галечных, крупнообломочных песчано-глинистых отложениях коры выветривания. Во избежание заклинивания снаряда в конструкции мачты буровой установки предусмотрен вращающийся стол, в котором собственно и закреплён подвижной кластерный снаряд. Имея небольшой вес может применяться в малогабаритных буровых установках.

Разрабатываются телескопические буровые снаряды. Телескопический снаряд - это конструкция бурильных труб, применяемых для бурения пневмоударниками с использованием сжатого воздуха. Разработан для бурения скважин до 8 метров малогабаритными буровыми установками без развинчивания буровой колонны при спускоподъемных операциях, что дает преимущество во времени и отсутствии дополнительного персонала при проведении работ.

Рассматривается применение в породоразрушающем инструменте микроволнового излучения (ведутся лабораторные исследования). Добавление магнетронов в кластерный буровой инструмент даст преимущество за счет предварительного разупрочнения грунтов, обеспечивающем дальнейшее эффективное механическое разрушение породы на забое. Проведённые лабораторные испытания подтвердили, что терригенные влагосодержащие породы: песчаники, алевролиты - разрушаются взрывным способом вследствие вскипания влаги. Такая технология эффективна при бурении буровзрывных скважин, в том числе обводнённых скважин.

Для эффективности отбора проб в гравийно-галечных отложениях для оценки содержания золота в пробах, отбираемых в процессе геологоразведочных работ, предложено конструкторское решение, где разрушение и сбор проб происходит под воздействием пневмоударного инструмента, заключённого в шнековый снаряд, находящийся в обсадной трубе, которая совместно со снарядом погружается до проектной глубины. Отбор пробы происходит короткими рейсами, по окончанию сбора проб армированная обсадная труба поднимается вместе со

снарядом. Новшество заключается в эффективном процентном, послойном сборе проб, разрушении крупнообломочных пород, в том числе обсадной трубой, отсутствии осыпания стенок скважины. В зависимости от диаметра может применяться как в малогабаритных, так и в боле тяжелых буровых установках.

Ведутся исследования по модернизации ударно-канатного способа бурения D - 240мм под лёгкие буровые установки со значительным повышением скорости бурения.

Разрабатываемые малогаборитные буровые установки просты в изготовлении, потому что в их конструкции не применяются сложное оборудование и механизмы, используются все агрегаты и компоненты российского производства, зарекомендовавшие себя как надежное и качественное оборудование. Нами предлагается упрощенная компоновочная версия, где сборка осуществляется из готовых узлов и агрегатов, не требующих специализированного монтажно-сборочного цеха и специально обученного персонала.

Малогабаритная буровая установка имеет низкую себестоимостью за счет минимизации применения дорогостоящего оборудования и комплектующих деталей. Трудозатраты на ее изготовление на несколько порядков ниже, за счет прямых поставок от производителя к покупателю и сборки посредством собственных сервисных центров.

Установка легко управляемая, все манипуляции выполняются одним человеком с гидравлического пульта при помощи джойстиков. Для поднятия снаряда, тяжелых грузов в процессе бурения и монтажа скважины применяется лебедка. Буровая установка полностью гидрафицирована.

В отличие от известных аналогов, буровая установка «МГБУ-410» *рис.1* имеет ряд преимуществ:

1. Наш планетарный вращатель в отличие от роторного, несмотря на облечённую конструкцию, по своим характеристикам имеет дополнительный запас прочности при крутящем моменте - 4000 Н*м;

2. Мачта изготовлена из крепкой пружинной стали марки S500MC, применяемой в рамах грузовых автомобилей, даёт возможность выдерживать продольные, поперечные и крутящие нагрузки, и её оригинальная конструкция дала возможность применять буровой инструмент большого диаметра и увеличить глубину бурения.

3. При этом простота в изготовлении приводит к более низкой себестоимости относительно других буровых установок.

Благодаря техническим особенностям, наша установка в два раза легче, по весу, как следствие удобней работать и обслуживать, имеет низкую себестоимость, рентабельна с учетом транспортных расходов и сервисного обслуживания. Планируется дальнейшее совершенствование с использованием морозостойких манжет и гидравлических шлангов для работы в суровых климатических условиях.

Представляемые нами буровые установки не требуют специального обучения и просты в изготовлении в отличие от серии КВ 20, 25 и серии УРБ. Исходя из сложностей работы в полевых условиях и человеческого фактора, нами был учтен ряд «детских болезней» УРБ 2А2 (конструкции мачты, гидравлики, управления, центровки). Серии КВ, Вектор, УБЛ-5 нельзя самостоятельно применять в полевых условиях, только со вспомогательной техникой (опыт работы ООО «Нерюнгристройизыскания», ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»). Они имеют слабые вращатели, домкраты, много ненужных и неправильно расположенных узлов, мешающих в работе. УБЛ-1 является «сырой» буровой установкой, плохо зарекомендовавшей себя в якутских экспедициях. Не говоря уже о себестоимости и рыночной стоимости установки.



Рис. 1. *Буровая установка «МГБУ-410», разработка ООО «Буровые Технологии»*

В стандартной комплектации «МГБУ-410» смонтирована на укрепленной несущей раме, которая установлена на базе автомобиля УАЗ-3303 (бортовой) (возможна комплектация на любую транспортную базу исходя из характеристики установки). Перемещающийся вращатель, который оборудован гидроприводом, осуществляет вращение, подъем и спуск бурового инструмента, наращивание длины без отрыва от забоя, улучшает качество бурения. Благодаря гидроприводу значительно облегчены все работы. Его управление производится с пульта бурильщика, который обеспечивает чувствительное по регуляции и оперативное бурение. Кинематическая система реализована через двигатель автомобиля (не менее 50 кВт) с помощью шестерёночных насосов НШ-100 и НШ-50, для вращения и работы гидроцилиндров и гидромотора лебёдки буровой установки.

ВЫБОР МОДЕЛИ СИЛОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНОГО ТРУБОПРОВОДА С ОКРУЖАЮЩИМ ГРУНТОМ

Николаева М.В., Бердыев С.С., Атласов Р.А., Иванов А.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Оценка напряженно-деформированного состояния трубопровода связана с закономерностями его взаимодействия с грунтом, а одним из главных условий объективного расчетного анализа напряженно-деформированного состояния и оценки прочности является корректное отражение взаимодействия подземных участков трубопроводов с окружающим их грунтом. Существует ряд расчетных моделей, описывающих взаимодействие грунта и трубопровода.

Простейшей расчетной моделью грунта является линейная модель, предложенная В.А. Флориным [7], которая описывает зависимость сопротивления грунта от продольных перемещений прямой пропорциональностью. Данную модель можно использовать только при учете малых перемещений, поскольку при больших перемещениях возникает значительная нелинейность между сопротивлением и перемещением.

Модель, предложенная П.П. Бородавкиным [3-5], описывает воздействие грунта на подземный трубопровод следующим образом.

Давление, соответствующее единице длины диаметра трубы *D*, при однородном грунте определяется по формуле:

$$q_{\text{гр}} = \gamma_{\text{ест}} h_{\text{ср}},$$

где $\gamma_{\text{ест}}$ - удельный вес грунта в естественном состоянии, $h_{\text{ср}}$ – расстояние от поверхности земли до продольной оси трубы.

Расчет по данной модели наиболее приемлем для оценки действия слабых участков трубопровода и малосвязанных грунтов.

Для связанных грунтов образуется свод естественного равновесия, давление свода определяют по следующей формуле, принимая, что данное давление распределено равномерно:

$$q_{\text{св}} = \gamma_{\text{ест}} h_{\text{св}},$$

где $h_{\text{св}}$ – высота свода естественного равновесия.

В модели, разработанной М.М. Протодьяконовым, свод естественного равновесия образовывается на уровне оси трубы и его ширина равна диаметру трубы. При этом высота свода естественного равновесия определяется как:

$$h_{\text{св}} = \frac{D_{\text{н}}}{2tg\varphi}$$

Расчет по данной модели приемлем для оценки прочности трубопроводов, проложенных в сыпучих грунтах.

При проведении опытов на моделях П.П. Бородавкиным и В.Д. Тараном [6] отмечено, что для связных грунтов при сцеплении больше 0 предельное сопротивление грунта сдвигу уменьшается по сравнению с максимальным.

В работах Бабина и Л. И. Быкова [2] предлагается давление грунта на трубопровод определять по формулам:

при $h_{\text{ср}} \geq h_{\text{св}} q_{\text{гр}} = \gamma_{\text{гр}} \frac{D_{\text{н}}\left[1+tg\left(45°-\frac{\varphi_{\text{гр}}}{2}\right)\right]}{2f_{\text{кр}}}$

при $h_{\text{ср}} < h_{\text{св}} q_{\text{гр}} = \gamma_{\text{гр}} h_{\text{ср}} \left[D_{\text{н}} - h_{\text{ср}} tg^2\left(45° - \frac{\varphi_{\text{гр}}}{2}\right) tg\varphi_{\text{гр}}\right]$,

где $h_{\text{св}} = \frac{D_{\text{н}}}{tg^2\left(45°-\frac{\varphi_{\text{гр}}}{2}\right) tg\varphi_{\text{гр}}}$.

$\varphi_{\text{гр}}$ - угол внутреннего трения грунта, $f_{\text{кр}}$ - коэффициент крепости грунта, $\gamma_{\text{гр}}$ - объемный вес грунта.

Сопротивление грунта продольному перемещению трубопровода, приходящееся на единицу его длины находят как:

$$p_0 = \pi D_{\text{н}}\left(p_{\text{гр}} tg\varphi_{\text{гр}} + c_{\text{гр}}\right)$$

Сопротивление грунта вертикальным перемещениям трубопровода определяется по формуле:

$$q_{\text{вп}} = n_{\text{гр}}\gamma_{\text{гр}} D_{\text{н}}\left(h_0 + \frac{D_{\text{н}}}{2} - \frac{\pi D_{\text{н}}}{8}\right) + q_{\text{тп}}$$

где $p_{\text{гр}}$ - среднее удельное давление на единицу поверхности контакта трубопровода с грунтом, $c_{\text{гр}}$ - коэффициент сцепления грунта, $n_{\text{гр}}$- коэффициент перегрузки для веса грунта, $q_{\text{тп}}$ - вес единицы длины трубопровода с перекачиваемым продуктом.

В работе Э.М. Ясина в качестве сопротивления продольным перемещениям трубопровода вводится сопротивление сдвигу, равное:

для песчаных и сухих глинистых грунтов $p = fq_a$,

для глинистых грунтов $p = \pi Dc + fq_a$,

где f - коэффициент трения по стенке, зависящий от вида изоляции, способов ее нанесения и свойств грунта, c - расчетное сцепление засыпки, q_a - нагрузка, равная интегральной сумме радиальных составляющих давления грунта на поверхности трубопровода.

Таким образом, для описания зависимости сопротивления грунта от продольного перемещения трубы должна использоваться нелинейная модель, которая бы при малых перемещениях переходила в линейный закон, а при больших - соответствовала жесткопластическому касательному отпору грунта.

Достаточно приемлемой в этом смысле является нелинейная модель, определяемая диаграммой Прандтля.

Под руководством А.Б.Айнбиндера выполнены экспериментальные исследования [1] по установлению расчетной модели грунта и ее количественных

параметров. На первом участке диаграммы Прандтля существует прямо пропорциональная зависимость:

$$\tau(u) = c_{x0}u,$$

где τ - касательное сопротивление грунта, u - продольное перемещение, c_{x0} - обобщенный коэффициент касательного сопротивления грунта.

На втором участке касательное сопротивление грунта при $u > u_{\text{пр}}$ остается постоянным и равным $\tau_{\text{пр}}$. Предельное сопротивление грунта сдвигу зависит от радиальных составляющих давления грунта по поверхности трубы и от сцепления грунта.

На основании проведенных экспериментов для определения предельного сопротивления грунта сдвигу рекомендована следующая формула:

$$\tau_{\text{пр}} = \frac{q_{\text{тр}}}{\pi D_{\text{н}}} tg\varphi_{\text{гр}} + 2\gamma_{\text{гр}} c_h D_{\text{н}} tg\varphi_{\text{гр}} + 0{,}6c_{\text{гр}}$$

где $q_{\text{тр}}$– погонный вес трубопровода с продуктом, $\gamma_{\text{гр}}$ - удельный вес грунта, $\varphi_{\text{гр}}$ - угол внутреннего трения грунта, c_h - безразмерный коэффициент, вычисляемый:

для песчаных грунтов $c_h = 0{,}416\frac{h_0}{D_{\text{н}}} - 0{,}056\left(\frac{h_0}{D_{\text{н}}}\right)^2 + 0{,}095$

для глинистых грунтов $c_h = 0{,}367\frac{h_0}{D_{\text{н}}} - 0{,}046\left(\frac{h_0}{D_{\text{н}}}\right)^2 + 0{,}06$

h_0 - высота слоя засыпки от верхней образующей трубопровода до дневной поверхности.

Сопротивление грунта поперечным перемещениям трубопровода зависит от положения плоскости, где происходит перемещение.

Для определения предельного сопротивления грунта вертикальным перемещениям трубопровода вверх рекомендована формула:

$$q_{\text{пр.гр.}} = \gamma_{\text{гр}} D_{\text{н}}(h_0 - 0{,}39D_{\text{н}}) + \gamma_{\text{гр}} h_0^2 tg0{,}7\varphi_{\text{гр}} + \frac{0{,}7c_{\text{гр}}h_0}{cos0{,}7\varphi_{\text{гр}}}$$

где $c_{\text{гр}}$ - сцепление грунта.

При поперечном перемещении трубопровода в горизонтальной плоскости величина предельного сопротивления определяется как:

$$q_{\text{пр}} = \gamma_{\text{гр}} h_0 D_{\text{н}} \left[tg^2\left(45° + 0{,}5\varphi_{\text{гр}}\right) + \frac{2c_{\text{гр}}}{\gamma_{\text{гр}} h_0} tg\left(45° + 0{,}5\varphi_{\text{гр}}\right) \right]$$

В качестве примера использования вышеописанной модели взаимодействия приводится оценка напряженно-деформированного состояния подземного трубопровода.

Координаты оси трубопровода задаются по результатам мониторинга по определению его пространственного положения (табл. 1).

В качестве исходных данных задаются характеристики физико-механических свойств окружающего грунта и зоны залегания грунтов в области

рассматриваемого участка трубопровода, геометрические параметры трубопровода.

Таблица 1

Отметка оси трубопровода	884,987	884,965	885,422	884,394	883,352	882,981
Расстояние, м	31,52	90,57	150,89	211,14	261,52	311,05

Задача решается методом конечных элементов. Воздействие прилегающего грунта на трубопровод моделируется конечными элементами с нелинейной силовой характеристикой, определяемой по вышеуказанной методике. На концы исследуемого участка трубопровода накладываются симметричные граничные условия.

При заданном наружном диаметре трубопровода 1420 мм получены следующие результаты: эквивалентные напряжения по всему участку трубопровода не превышают значения 322 МПа, что меньше предела текучести материала трубопровода. Максимальное напряжение наблюдается на среднем участке трубопровода, поскольку данное сечение является наиболее опасным сечением, возникающем под действием изгиба и внутреннего давления.

Результаты анализа нелинейного напряженно-деформированного состояния участка трубопровода позволяют оценить его несущую способность с учетом влияния на него таких факторов как: воздействие внутреннего давления, температурный перепад, собственный вес трубопровода, вес транспортируемого продукта.

Литература:

1. Айнбиндер А.Б. Расчет магистральных и промысловых трубопроводов на прочность и устойчивость: Справочное пособие. – М.: Недра, 1987. – 287 с.
2. Бабин Л.А., Быков Л.И., Волохов В.Я. Типовые расчеты по сооружению трубопроводов. М. Недра, 1979, 176 с.
3. Бородавкин П.П. Подземные трубопроводы. – М.: Недра, 1982. – 384 с.
4. Бородавкин П.П. Механика грунтов в трубопроводном строительстве. – М. Недра, 1976. – 280 с.
5. Бородавкин П.П., Быков Л.И., Яблонский В.С. Об устойчивости подземных и наземных трубопроводов. «Транспорт и хранение нефти и нефтепродуктов». Труды НИИтранснефть, вып. III. – М. Недра, 1964. – с. 155-164.
6. Бородавкин П.П., Таран В.Д. Трубопроводы в сложных условиях. – М. Недра, 1968. – 303 с.
7. Флорин В. А. Основы механики грунтов [Текст]: в 2 т. / В. А. Флорин. М.-Л.: Госстройиздат, 1961. Т.1 - 357 с.; Т.2 - 544 с.

О НЕКОТОРЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ ИННОВАЦИОННОГО РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ БУРОВОЙ РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Скрябин Р.М.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Затянувшийся период спада некогда передовой в мире геологоразведочной отрасли страны, привел к разрушению отраслевой системы организации научно-исследовательских, опытно-конструкторских работ (НИОКР). Исчезли головной научно-исследовательский институт ВИТР, партии новой техники и технологические отделы в отрасли, ограничены возможности НИОКР на кафедрах вузов, в аспирантуре по научной специальности «Технология и техника геологоразведочных работ», не развита научная проблематика по бурению скважин в профильных горно-геологических академических институтах.

В условиях катастрофического снижения физических объемов геологоразведочных работ и их финансирования не приходится говорить о хоздоговорных НИР вузов с производством.

Состояние буровых работ по данным ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» в 2014-2015 гг. (табл. 1) характерно для всех геологоразведочных организаций страны.

Если объемы только колонкового бурения в ПГО «Якутскгеология» в 1986-1988 гг. достигали 636,8 тыс. п.м. в год, то в 2015 г. – составили всего 36,7 тыс. п.м., т.е. сократились в 17,4 раза.

Буровой парк геологоразведочных организаций устаревает из-за отсутствия выпуска отечественными заводами бурового оборудования нового поколения, начался процесс закупки импортного оборудования, обладающего более высокими технологическими возможностями, но недостаточно приспособленного для работы в условиях криолитозоны северных и арктических регионов. К тому же, увлечение импортной техникой, как известно, приводит к постоянной зависимости от зарубежных фирм – поставщиков по обеспечению запасными частями, технологическими средствами, материалами и техническому обслуживанию.

Все это не соответствует политике импортозамещения, проводимой в стране в последнее время в условиях санкций.

Несмотря на вышеуказанные проблемы, приходится надеяться на их временный характер и верить на новый подъем геологоразведочной отрасли для возрождения и развития минерально-сырьевого потенциала экономики страны.

Таблица 1

Буровые работы в ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» за 2014-2015 гг.

№ п/п	Филиал/ Подраз-деление	Наиме-нование бур. уст.	Транс-портная база	Способ бурения	Средний конечный диаметр, мм	факт. производительность, пог.м. в мес.		Всего пробурено пог.м.	
						в 2014 г.	в 2015 г.	в 2014 г.	в 2015 г.
1	"Алданский"	CS-14	Полозья	Бурение с ССК	75,7/96	734	777	8077	5439,6
2		ТСБУ 200 ЗиФ650	ТТ-4	Бурение с ССК	75,7	399	407	2795	2239
3		ПБУ ЗиФ 650	Полозья	Бурение с продувкой сжатым воздухом и ПЖ одинарным колонковым снарядом	132	106	190	530	760
4		УРБ 2А2Т	ТТ-4		93	287	-	861	-
5		УРБ 2А2	Урал 4320		93	-	-	-	-
6	ЦПСЭ ЦПБП	СБУ LF-70	МТЧ-4	Бурение с ССК	75,7/96	0	2000	0	7550
7		СБУ LF-70	МТЧ-4	Бурение с ССК	75,7/96	0	2000	0	7550
8		СБУ HYDX-4	МТЧ-4	Бурение с ССК	75,7/96	517	0	2067,5	0
9		СБУ HYDX-4	МТЧ-4	Бурение с ССК	75,7/96	361	442	1445	2651,4
10		ТСБУ 200 CS-10	ТТ-4	Бурение с ССК	75,7/96	954	0	8582	0
11	ЦПСЭ ЧГРП	СБУ ЗиФ650	ТТ-4	Бурение с пеной одинарным колонковым снарядом	132	139	212	1386	2288
12		CS-14	Полозья	Бурение с ССК	75,7/96	872	917	4359	2751
13	ЦПСЭ БП	УРБ 2,5А	Камаз 4310	Бурение с продувкой сжатым воздухом и ПЖ одинарным колонковым снарядом	93	-	-	-	-
14		УРБ-2А-2Д	Камаз 43114		93	172	150	517	1175,5
15		УРБ 2А2	ТТ-4		93	175	127	525	135
16		УРБ 2Д3	Урал 4320		93	180	240	180	720
17		БА15.06	Урал 4320	Бурение гидрогеологических скважин	190	100	137	896	1074.2
18	"В-Я" БП	УКБ-3СТ	ТТ-4	Бурение с продувкой сжатым воздухом	76	201	366	1003	1464
19		ТСБУ 200 скб-4	ТТ-4		76	321	451	2888	903
							Итого:	36111,5	36700,7

Творческим коллективам НИИ и вузов, специалистам производства, занятым проблемами бурового дела необходимо иметь четкие ориентиры и определить приоритеты дальнейшего инновационного развития буровых работ различного целевого назначения.

В этом плане в области совершенствования техники и технологии бурения геологоразведочных скважин в криолитозоне к числу первоочередных задач можно отнести следующие направления работ:

1. В области вращательного колонкового бурения – создание породоразрушающих инструментов нового поколения на основе сочетания синтетических алмазов с новыми нанокомпозитными материалами, обладающими высокой износо-термостойкостью. В первую очередь необходима разработка теоретических и конструкторских основ проектирования и изготовления буровых коронок, предназначенных для бурения с различными очистными агентами: промывочными жидкостями, пеной и воздухом. В качестве очистных агентов в условиях многолетней мерзлоты давно доказано преимущество продувки сжатым воздухом и использование пен, но к сожалению, дело остановилось на уровне пионерных исследований первых разработчиков, многие вопросы совершенствования их технологии остаются еще не доработанными. Необходимо создание специализированного для геологоразведочных работ оборудования: малогабаритных, транспортабельных компрессоров высокой производительности и давления, оптимизация технологической схемы обустройства буровых, разработка надежных способов и технических средств управления температурным режимом очистных агентов и ствола скважины, обеспечивающих интенсивность разрушения горных пород на забое устойчивость стенок скважины в многолетнемерзлом горном массиве и безаварийность буровых работ.

2. Для достижения высоких скоростей бурения в породах высших категорий буримости (IX-XII категорий) ресурс механического только вращательного бурения исчерпывается, здесь возможности достижения высокой скорости бурения за счет только увеличения оборотов инструмента ограничены, необходим переход на комбинированные способы бурения таких, как вращательное бурение с наложением высокочастотных ударных импульсов с использованием пневмоударников. Преимущество такого способа бурения теоретически и практически доказано, но до широкого использования его в районах криолитозоны дело не дошло из-за недостаточной отработки техники и технологии бурения. Требуется создание эффективных конструкций породоразрушающих инструментов для такой специфической технологии бурения и совершенствование конструкций буровых пневмоударников.

3. В области разведки россыпных месторождений полезных ископаемых назрела необходимость пересмотра методики и технологии разведки. Устоявшаяся десятилетиями методика разведки с использованием малопроизводительных и дорогостоящих способов проходки шурфов и ударно-канатного бурения с

устарелой технологией нуждается модернизации. В этом плане перспективным направлением является разработка новых способов, технических средств и технологий бурения скважин большого диаметра, для ускорения и удешевления разведки россыпей путем частичной (возможно в перспективе полной) замены объемов шурфопроходческих работ и ударно-канатного бурения.

Здесь на первом этапе перспективно проведение НИОКР по разработке техники и технологии бурения скважин большого диаметра двумя способами: шнеко-аккумулирующим снарядом в благоприятных разрезах с низкой степенью валунистости и бурение с пневмоударным кластером в осложненных валунистых разрезах. Разработка удачной конструкции снаряда с пневмоударным кластером существенно расширит возможности увеличения диаметра и глубины скважин на разведке россыпных месторождений полезных ископаемых. Указанные направления разработки и внедрения инновационных технологий геологоразведочного бурения на коренных и россыпных месторождениях полезных ископаемых в районах криолитозоны северных и арктических регионов страны являются актуальными и обеспечат необходимый технико-экономический эффект.

О НАТУРНЫХ ИСПЫТАНИЯХ ОПЫТНОГО ОБРАЗЦА ШНЕКО-АККУМУЛИРУЮЩЕГО СНАРЯДА

Тимофеев Н.Г.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

С целью подтверждения работоспособности разработанной конструкции шнеко-аккумулирующего снаряда [1, 2] изготовлен опытный образец с диаметром 170мм. и проведены соответствующие экспериментальные исследования в виде натурных испытаний в полевых условиях.

Во время натурных испытаний проведены исследования по извлечению качественной пробы из буровых снарядов *рис.1*. иустановлена зависимость объема пробоприемной камеры бурового снаряда от величины рейсовой проходки $\boldsymbol{V_{пр}=f(l_{пр})}$.

Полученные результаты зависимости объема пробоприемной камеры снаряда от величины рейса свидетельствуют о том, что объем пробоприемной камеры зависит в первую очередь от конструктивных особенностей бурового снаряда (диаметра долота, трубы, количества витка шнека и др. параметров), максимального интервала проходки скважины по методике разведки полезных ископаемых, а также от коэффициента разрыхления горной породы $(K_р=1,1\div1,6)$. Нами предлагается при подсчете объема пробоприемной камеры $V_к$ трубыбурового снаряда учесть коэффициент наполнения $K_н$ для предупреждения чрезмерного

наполнения камеры и обеспечения необходимого свободного пространства в трубе при максимальном интервале проходки ($К_н$ – степень заполнения объема трубы разрыхленной горной породой, определяется отношением объема, занятого горной массой $V_{пр}$ к геометрической емкости трубы $V_к$).

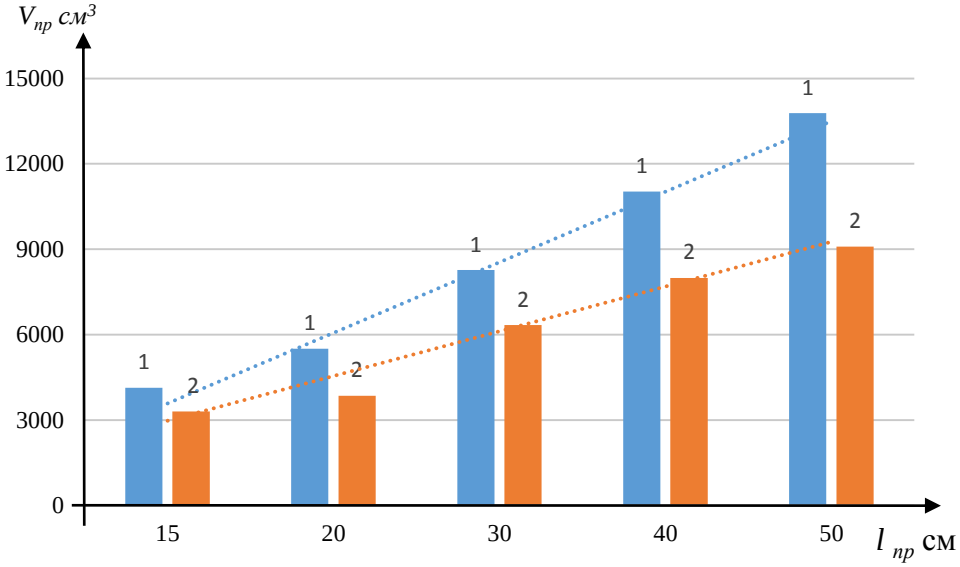


Рис. 1. Зависимость объема извлеченной пробы ($V_{пр}$) от величины рейсовой проходки ($l_{пр}$). 1 – опытный образец; 2 – стандартный шнек.

По результатам экспериментальных испытаний опытного образца бурового снаряда и стандартного шнека с одинаковым диаметром 170 мм, построены соответствующие графические зависимости механической скорости бурения $V_{мех}$от технологических параметров: осевой нагрузки $V_{мех}=f(C_{ос})$ и частоты вращения $V_{мех}=f(n)$. Сравнительные испытания опытного образца шнеко-аккумулирующего снаряда и стандартного шнека с 2-х и 3-х лопастными долотами Ø 170 мм. проводились в мерзлых песчано-глинистых, галечниковых породах III-VI категорий по буримости.

Графики показывают, что увеличение механической скорости $V_{мех}$ бурения опытного образца по сравнению со стандартным шнеком при одинаковых режимах бурения ($C_{ос}$=11-15 кН, n=60-70 об/мин) обусловлено меньшим сопротивлением транспортированию разрушенной породы и лучшей передачей нагрузки на долото укороченным шнеком (3-4 витка) в трубе, чем шнеком в открытом стволе скважины.

Исследование механической скорости $V_{мех}$ показывает, что технология бурения стандартным шнековым буром характерна низкой частотой вращения n и большей осевой нагрузкой $C_{ос}$. При увеличении глубины и диаметра скважины нагрузки на буровую установку становятся запредельными, а возможности регулирования

рационального режима бурения – минимальными. Разработанная новая конструкция шнеко-аккумулирующего бурового снаряда в отличие от стандартного шнека, позволяет применение более форсированных режимов бурения и обеспечивает более высокую механическую скорость $V_{мех}$.

При совершенствовании технологии шнекового бурения, одним из важных требований является оценка затрат мощности буровой установки в зависимости от глубины и диаметра скважин, режимов бурения и конструкции бурового снаряда.

Вопросы затрат мощности при бурении скважин большого диаметра шнековым способом в различных горно-геологических условиях рассматривались в трудах многих исследователей, основные из них, это работы: Б.А. Арифулина, Д.Н. Башкатова, Л.Г. Грабчака, Н.А. Лапина, Ю.А. Олоновского, Б.М. Ребрика и другие.

Из анализа расчетных формул видно, что мощность буровой установки зависит от многих факторов, в частности: от физико-механических свойств горных пород, коэффициента трения шнека с разрушенной породой о стенки скважины, параметров режима бурения, конструкции применяемого инструмента, степени износа породоразрушающих элементов и других.

Ввиду многофакторности процесса бурения, получение аналитического выражения и расчет затрат потребляемой мощности возможны только экспериментальным путем.

В ходе стендовых испытаний, контрольно-измерительными приборами измеряли следующие основные параметры: частоту вращения бурового инструмента n; осевое усилие C_o и расход мощности привода буровой установки N.

Подробно полученные зависимости показателей расхода мощности буровой установки представлены на рис.2.

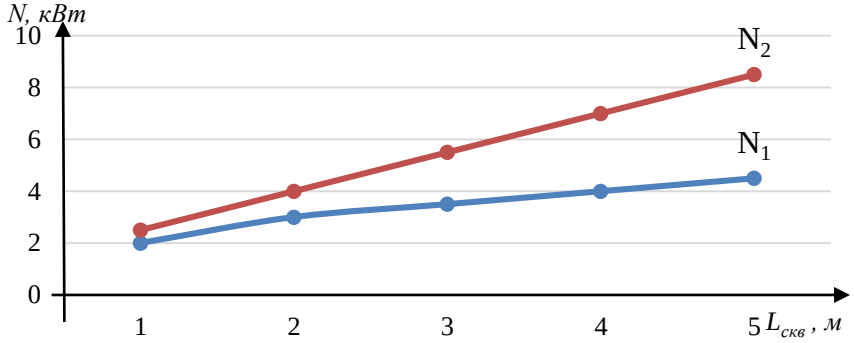


Рис. 2. Зависимость расхода мощности привода буровой установки от глубины скважины N=f($L_{скв}$) На графике: N_1 – опытный образец; N_2 – стандартный шнек.

Результаты экспериментальных исследований расхода мощности привода буровой установки опытным образцом бурового снаряда и стандартным шнеком от глубины скважины свидетельствуют о том, что с увеличением глубины бурения скважины в мерзлых породах потребляемая мощность существенно возрастает.

При этом, более интенсивный прирост потребляемой мощности с увеличением глубины скважины происходит при бурении стандартным шнеком. Это связано с тем, что в процессе бурения мерзлые породы подвергаются растеплению (оттайке), с последующим их прилипанием и смерзанием на буровом инструменте, а при бурении стандартным шнеком в открытом стволе еще и к стенкам скважины. Такое явление снижает транспортирующую способность стандартного шнека, из-за переуплотнения межвиткового пространства поступающими породами увеличивая потребляемую мощность.

Установлена закономерность уменьшения затрат мощности на процесс бурения при бурении шнеко-аккумулирующим снарядом по сравнению с бурением стандартным шнеком на 15-20% с увеличением осевой нагрузки C_{oc} и частоты вращения n. Это объясняется тем, что расход мощности в процессе бурения в первую очередь зависит от разности длины шнекового транспортера и от различия условий транспортирования пробы в открытом стволе скважины и в трубе. Рост потребляемой мощности с увеличением глубины бурения стандартным шнеком главным образом происходит за счет увеличения ее затрат на очистку забоя скважины и транспортирование разрушенной породы шнеком по всему стволу скважины.

Из графика видно, что увеличение диаметра шнекового бурения ведет к существенному росту затрат мощности привода буровой установки, притом наиболее интенсивно при бурении стандартным шнеком из-за возрастающей длины шнека – $H_ш$. При увеличении диаметра бурового снаряда в процессе бурения скважины увеличиваются моменты сопротивления при разрушении забоя скважины и при вращении заполненного шнека и транспортировании разрушенной породы по всему открытому стволу скважины, которые приводят к уменьшению КПД двигателя, чрезмерно увеличивая расход мощности буровой установки. В случае с нашим шнеко-аккумулирующим буровым снарядом, момент сопротивления при вращении заполненного разрушенной породой укороченного шнека и транспортирование по внутренней поверхности трубы снаряда, значительно меньше, что позволяет сохранить КПД двигателя буровой установки и снизить расход мощности.

Полученные в ходе проведенных исследований зависимости расхода мощности привода буровой установки от глубины $\boldsymbol{N=f(L)}$ и режимов бурения $\boldsymbol{N=f(C_{oc}, n)}$ объясняются тем, что в процессе бурения стандартный шнек находится в постоянном контакте со стенкой скважины. С увеличением объема поступающих пород усиливается коэффициент трения о стенки скважины, что требует соответствующего увеличения осевой нагрузки, которая в свою очередь приводит к чрезмерному повышению расхода мощности буровой установки. В разработанном буровом снаряде, когда укороченный шнек (3-4 витка) работает внутри не вращающейся трубы, повышается производительность шнекового транспортера при малом расходе мощности буровой установки. Это все свидетельствует о целесообразности применения бурового снаряда в котором шнек

ограниченной длины располагается внутри трубы и обеспечивает цикличный способ (рейсовый) бурения скважин в условиях многолетнемерзлых пород (криолитозоны).

Успешное шнековое бурение скважин становится возможным только при достижении соответствия между интенсивностью разрушения горных пород на забое и транспортирования выбуренной породы на поверхность. Эффективность разрушения мерзлых пород на забое скважины и режим очистки призабойной зоны от буровой мелочи прямо зависят от типа и конструкции бурового породоразрушающего инструмента.

Исходя из вышесказанного, одним из важных задач в ходе проведенных экспериментальных исследований являлся выбор оптимального типа породоразрушающего инструмента применительно к бурению скважин шнековым способом в условиях криолитозоны. С этой целью были испытаны два типа долот (трехлопастное и двухлопастное) со схожими технологическими параметрами.

Проведенные исследования по выбору долота свидетельствуют о существенном влиянии на процесс бурения температурного фактора мерзлых пород, а именно, процесса оттайки и замерзания разрушенной породы в буровом инструменте, происходящего от работы породоразрушающего инструмента на забое.

Литература:

1. Карху А.В., Скрябин Р.М., Тимофеев Н.Г. Совершенствование техники и технологии бурения скважин большого диаметра в условиях многолетнемерзлых пород. Научно-технический журнал «Горная промышленность», -М., 2013, №2 (108). – С. 142-146.

2. Скрябин Р.М., Карпиков А.П., Тимофеев Н.Г. Совершенствование технологии буровых работ при разведке россыпных месторождений в условиях криолитозоны. Материалы XII международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о земле» 2 т., Москва, 2015, С.94-95;

О КАЧЕСТВЕ УГЛЕЙ НАДЕЖДИНСКОГО И КРАСНОРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Федоров В.И., Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Одним из вариантов повышения энергетической безопасности труднодоступных заполярных районов Якутии и потенциального снижения затрат на обеспечение их теплом и электричеством является замещение дорогостоящих привозных топливно-энергетических ресурсов (ТЭР) местными. Выполненный анализ показал, что для части улусов этим ресурсом может быть уголь тех месторождений или их участков, которые расположены в непосредственной близости от мест наибольшего потребления, например, административных

центров, или в местах с наилучшей доступностью, учитывающей особенности существующей транспортно-логистической сети [1].

Важной составляющей при оценке целесообразности замещения одного вида ТЭР другим должно выступать их природное качество, в значительной степени определяющее общие технико-экономические показатели работы предприятий по производству тепловой и электрической энергии. Традиционно на практике при снабжении котельных малой мощности углем оценка ограниченного числа его потребительских свойств производится только у поставщиков их силами и средствами по зольности и влажности, реже теплоте сгорания. Уровень качества извлекаемого из недр угля и допустимые диапазоны его колебаний определяются на основе имеющейся геологической и горно-технологической информации самими разрезами или шахтами. Далее происходит, как правило, формальное согласование технических условий на поставку твёрдого топлива, учитывающих, в первую очередь, интересы добывающих предприятий.

Такое положение часто приводит к тому, что технические характеристики выбранного котлового оборудования не соответствуют качеству исходного сжигаемого угля, в том числе из-за недостаточного уровня представительности, достоверности или отсутствия исходной геологической информации, используемой при принятии проектных решений. Кроме того, нередки случаи, когда происходит замещение проектного топлива другими сортами и марками. Вследствие этого наблюдается значительное снижение суммарной эффективности работы технологических цепей «георесурс – потребитель», появляются не только сверхнормативные, но и не планируемые потери твердого топлива [2, 4].

При обобщении и классификации составляющих конкурентоспособности полезных ископаемых в составе товарных параметров выделяется группа, характеризующая различные аспекты качества минерального сырья [3]. В её составе применительно к углю с учетом направлений и порядка его фактического использования это могут быть (помимо указанных выше) следующие подгруппы показателей. 1. Назначения (содержание полезных и вредных основных и попутных компонентов, технологические свойства, наличие посторонних предметов и др.). 2. Однородности (размах колебаний, среднеквадратическое отклонение, доля с заданными отклонениями, их число и длительность). 3. Сохраняемости (гигроскопичность, сегрегация при складировании, срок хранения без потери качества, возможность самовозгорания). 4. Технологические (обогатимость, гранулометрический состав угля в партиях, содержание мелких классов, размолоспособность, химический состав золы). 5. Транспортабельности (время подготовки к погрузке, потери при перевозке, перевалках и хранении, смерзаемость, выдуваемость, слёживаемость). 6. Экологические (вредные выбросы при производстве, хранении, транспортировании, потреблении). 7. Безопасности (пылеобразующая способность, взрывоопасность, радиационное излучение и др.).

Понятно, что использование такого перечня показателей усложняет работу предприятий по разведке месторождений, добыче твердого топлива, его сжигания, но способствует более полному использованию природного потенциала угля. Для его более четкой дифференциации по степени пригодности к сжиганию теми или иными технологиями часть параметров, после соответствующего ранжирования по значимости, должна оцениваться и контролироваться на различных стадиях геологоразведки, при добыче и утилизации, а часть приниматься лишь для сведения.

Критерии и принципы, которые необходимо применять при организации работ по всесторонней оценке угольных ресурсов и управлении их качеством на участках промышленного освоения, должны базироваться на изложенных выше позициях и учитывать следующие подходы (табл. 1).

Таблица 1

Критерии оценки качества угля на осваиваемых участках и принципы управления его потребительскими свойствами

Интегральный уровень качества угля в цепи «георесурс – потребитель»	K →opt
Количество породных прослоев в пластах	n → min
Мощность зон окисления, м	B → min
Низшая теплота сгорания, МДж/кг	Q_i^r → max
Зольность, A^d, %	A^d → min
Видимые минеральные примеси, %	M → min
Гранулометрический состав	Min мелких классов
Управление качеством угля	Комплексные системы
Информация о месторождении (участке)	Цифровые модели
Обогащение	Ручная и механическая выборка породы
Облагораживание	Сортировка по классам
Тарирование для мелких потребителей	Биг-бэги
Опробование угля при разведке и добыче с плотностью, достаточной для целей управления качеством угля	Интервальное по канавам, скважинам, забоям
Контроль качества угля при разведке, добыче и потреблении	Выходной и входной текущий и по партиям

В настоящее время в роли базового поставщика угля в индигирскую группу районов выступает Зырянский разрез, отрабатывающий Надеждинское угольное месторождение, а одним из первоочередных для нового освоения является Краснореченское, представленного несколькими участками, в том числе наиболее привлекательным «Соголох». Оба месторождения относятся к Зырянскому угольному бассейну. Согласно Государственному балансу запасы месторождений,

пригодные для открытых горных работ по категориям $A+B+C_1$ составляют, соответственно, более 19,0 млн. т , 6,6 млн. т (участок «Соголох» - 2,4 млн. т).

Первоначальная оценка и сравнение качества углей двух залежей были выполнены по большому перечню опубликованных материалов, наиболее полно отображённых в [5]. Далее с использованием полученных промежуточных выводов проанализированы сведения, приведённые в геологических отчётах по разведке месторождений на различных этапах. Синтезированная на этой основе информация показала, что без рассмотрения и подробного изучения первичных геолого-маркшейдерских данных, в том числе о результатах интервального опробования кондиционных или рабочих угольных пластов, ответить на большое число вопросов, имеющих отношение к природному качеству угля нельзя.

Таблица 2

Качественные характеристики углей

Показатели	Месторождение	
	Надеждинское	Участок «Соголох» Краснореченское
Марка угля	Ж1, К1	ДГ
Выход летучих веществ V^{daf}, %	33,5 (27,0-37,7)	37,0-42,0
Толщина пластического слоя Y, мм	16 (8-22)	0
Влажность аналитическая, W^a,%	1,2-2,1	-
Средняя зольность A^d, %	13,6 (4,1-25,0)	11-14
Распределение зольности	Неравномерное	В западной части ниже, чем на востоке
Содержание серы, %	0,2 (0,1-0,8)	-
Содержание фосфора, %	0,006 - 0,030	-
Содержание водорода, %	5	-
Теплота сгорания Q^{daf}_s, МДж/кг	34,6 (33,0-35,8)	-
Теплота сгорания Q^r_t, МДж/кг	26,8 (19,1-34,2)	-
Угольная пыль	-	Взрывоопасная
Плавкость золы	Среднеплавкая	Среднеплавкая
Строение пластов	Простое, сложное с расщеплениями	В целом простое, 1-2 прослоя на востоке
Устойчивость к окислению	Средняя	Средняя
Зона окисленных и выветренных углей	Незначительная	Незначительная
Устойчивость к самовозгоранию	Устойчивые	Устойчивые
Срок хранения в крупных штабелях, лет	< 3	< 3
Количество породных прослоев в пластах	1-3	Нет, редко 1-2
Мощность прослоев, м	0,05-0,34	-
Обогатимость	Трудная, очень трудн	-
Сыпучие свойства	Ухудшенные	-

Логическим выходом из сложившегося положения стало формирование и последующее использование цифровых баз данных о месторождениях. После

предварительной обработки первичная информация вводилась в соответствующие взаимосвязанные электронные таблицы. Дальнейшая обработка осуществлялась с применением стандартного программного обеспечения и специализированной горно-геологической информационной системы. Сравнение качества углей двух залежей с точки зрения возможности и целесообразности взаимного замещения в котельных индигирской группы улусов показало, что угли, относящихся к одному и тому же бассейну, имеют как сходные черты, так и различные (таблица 2). В целом можно говорить о том, что в принципе один тип угля может быть замещён другим.

В тоже время использование всей имеющейся информации, как первичной, так и синтезированной на её основе свидетельствует о том, что часть вопросов по оценке качества угля не снимается из-за недостатка или отсутствия части необходимых данных. Требуются новые сведения, дополняющие известные. Их получение должно быть организовано при ведении новых геологоразведочных работ или в процессе эксплуатационной доразведки балансовых месторождений. В числе причин такой ситуации: месторождения разведывались ещё в условиях плановой экономики по критериям и под технологии тех времён, в последние годы из-за интенсивного развития технологий сжигания угля изменились требования к его качеству. Следовательно, должны быть скорректированы и подходы к оценке его природного качества на основе пересмотра и совершенствования действующих нормативно-методических документов.

Литература:

1. Батугина, Н.С. // Повышение энергобезопасности арктических районов республики Саха (Якутия) на основе освоения местных топливно-энергетических ресурсов / Н.С. Батугина, В.Л. Гаврилов, И.Д. Баракаева, Н.Д. Тарский // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2014, №6, С. 79-85.

2. Батугин С.А., Литвинцев В.С., Ческидов В.И. и др. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / Отв. Ред. С.М, Ткач, Новосибирск: «Гео», 2013.- 308 с.

3. Гаврилов, В.Л. Геотехнологические аспекты освоения угольных месторождений арктических районов Якутии / В.Л. Гаврилов, С.М. Ткач, Н.С. Батугина, В.И. Федоров // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – 2014, №1, т. 1, С. 79-85.

4. Кузьмин, А.Н. Перспективы развития малой теплофикации в Республике Саха (Якутия) / А.Н. Кузьмин, Е.Ю. Михеева, В.П. Павлов. - Новосибирск, 2013. – 101 с.

5. Угольная база России. Т. V. Кн. 2: Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, Сахалин, Камчатка). - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. - 638 с.

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЪЕМНЫХ АЛМАЗНО-ТВЕРДОСПЛАВНЫХ ПЛАСТИН ЗА СЧЕТ МНОГОКРАТНОГО ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИХ КОНТУРНОГО РАЗМЕРА

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

После бурения скважин в алмазно-твердосплавных пластинах (АТП) остается до 40-60% неиспользованного алмаза [2]. Известны способы решения этой проблемы путем применения съемного клинового крепления АТП в буровых коронках для переустановки на неизношенные или на заточенные кромки [1]. Но они не решают до конца эту проблему, так как под клиновым зажимом остается еще много неиспользованного алмаза. Это ставит задачу поиска путей более эффективного применения дорогого сырья в буровых инструментах. Нами предлагается более радикальное решение этой проблемы – 95-100% использование алмазов в АТП.

Пластины АТП с алмазный слоем 1, твердосплавной подложкой 2 (рис. 1, а и б) установлены в коронке по схеме скважино- и кернообразующих резцов и закреплены клиньями 3, которые от выпадения зафиксированы стопорами 4, приваренными к корпусу коронки 5, например, точечной сваркой. Охлаждение и вынос продуктов разрушения осуществляется через промывочные каналы 6.

Алмазный слой под действием осевой силы внедряется в породу и под действием момента вращения снимает слой породы. При этом больше всего изнашивается по торцу и спереди алмазный слой, как наиболее нагруженный (рис. 1, в). При бурении малоабразивных пород твердосплавная подложка изнашивается незначительно, и коронка садится на забой скважины, что приводит к прекращению процесса бурения. После этого АТП-ы освобождают от зажима клиньев и проводят заточку режущей и боковой граней твердосплавной подложки. Если после заточки установить АТП в пазы, восстанавливая нормальный выпуск режущих кромок по торцу и калибрующих боковых граней по наружному и внутреннему диаметрам коронки, то опорные грани АТП теряют контакт с опорными стенками паза, вследствие чего образуются воздушные камеры 7 и 8 (рис. 1, г и д). Из-за этого площадь зажима пластин уменьшается, а осевое и тангенциальное усилие передаются через контакт передней и задней граней АТП с корпусом коронки, и не возникают компенсирующие ответные силам резания реакции опорных стенок паза. Чтобы предотвратить вышесказанное, предлагается к опорным твердосплавным граням, противоположным изношенным рабочим, крепить пайкой или клейкой или другим способом пластинки 9 и 10, заполняющие соответствующие пустоты, и тем самым компенсирующие уменьшение высоты и ширины АТП, т.е., уменьшение площади ее зажима (рис. 1, е и ж). Необходимо

отметить, что при креплении компенсирующих пластинок с боковой стороны восстанавливаетсяпервоначальный диаметр коронки, что не допускает зауживания скважины.

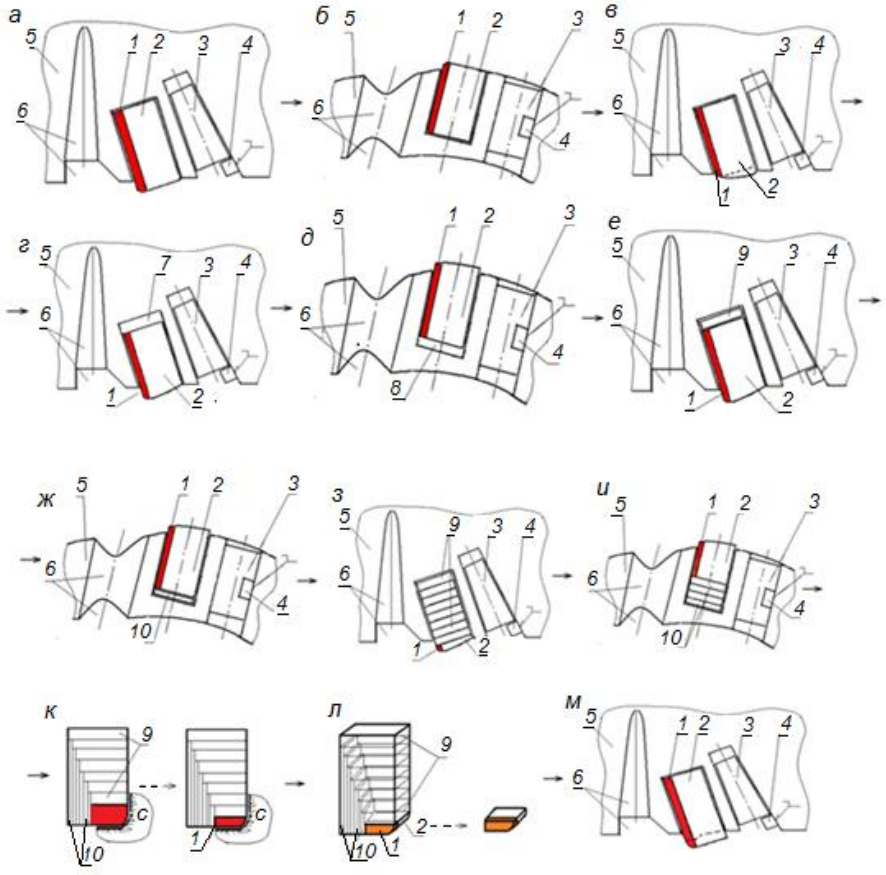


Рис. 1. Схема многократного последовательного прикрепления пластинок к опорным граням режущих пластин: а - скважинообразующая двухслойная пластина в коронке; б – вид на фиг. 1 снизу; в – износ АТП при бурении малоабразивных пород; г – установка переточенной АТП с выпуском режущих кромок; д – установка переточенной АТП с выпуском калибрующей грани; е - скважинообразующая пластина АТП с прикрепленной к опорной грани компенсирующей ее высоту пластинкой 9; ж – вид на рис. е снизу с прикрепленной к боковой опорной грани компенсирующей ширину АТП пластинкой 10; з – АТП с наслаивающимися друг на друга пластинками 9; и – вид снизу на рис. з с прикрепленными к боковой грани АТП пластинками 10; к – картина достижения опорной гранью АТП начала угловой зоны забоя; л- механическая обработка остатка АТП под калибрующий элемент породоразрушающих инструментов; м – износ и самозаточка АТП при бурении абразивных пород.

В дальнейшем компенсация уменьшения площади зажима и восстановление геометрического контура АТП осуществляется креплением новых пластин к уже прикрепленным. Как рабочий цикл эксплуатации пластин, прикрепление компенсирующих пластин к опорным граням может повторяться многократно (рис. 1, з, и). Однако этот цикл прикрепления компенсирующих пластин заканчивается, когда по мере износа торца пластин опорная грань, все больше приближаясь к забою, достигает точки С – начала угловой зоны забоя, т.е. начала зауживания скважины (рис. 1, к).

В этом случае дальнейшее бурение приводит к износу корпуса коронки, поэтому бурение завершают. Заметим, что при критическом износе АТП по торцу, износ боковых граней может быть и незначительным, ввиду их работы в режиме калибровки стенок скважины и керна. Поэтому при отработке коронки определенная часть твердосплавной подложки сохраняется. Кроме того на пластинах, хоть и мало, но по торцу еще остается алмазный слой, которого можно использовать как подрезной элемент для калибровки стенок скважины. Для этого пластины снимают с коронки и дополнительно подвергают механической обработке с тем, чтоб подготовить к установке по внешнему и внутреннему диаметру корпуса, например, твердосплавной коронки. При этом ее грань, выполнявшую ранее функции резания, используют в качестве калибрующей стенки скважины и керна (рис. 1, л). Следует также принять во внимание, что остаток АТП может применяться в качестве калибрующего элемента и в других породоразрушающих инструментах, например в долотах сплошного бурения, наряду со вставками из алмазного композита славутич и твесал.

При бурении абразивных пород АТП постоянно самозатачивается за счет износа твердосплавной подложки. Это приводит к уменьшению выпуска пластины, что затрудняет резание и удаление разрушенной породы (рис. 1, м, пунктирная линия). Поэтому при бурении абразивных пород восстанавливают только выпуск пластин с последующим прикреплением стальных пластинок 9 и 10, компенсирующих износ режущей и калибрующей граней. Если самозаточка недостаточна, то АТП дополнительно подвергают заточке с последующим креплением компенсирующих пластинок.

Положительной и отличительной особенностью предложенного способа эксплуатации двухслойной пластины является неоднократное восстановление ее первоначальной ширины и высоты после многократной переточки, например, напайкой или приклеиванием к опорным граням стальных пластинок, компенсирующих износ АТП по высоте и ширине. В результате каждый раз получаем зажимную часть АТП по своей конфигурации и размеру по контурам идентичную исходной. Это обеспечивает постоянство площади зажима, что делает независимым надежность крепления пластин от степени их износа и позволяет максимально использовать алмазный слой в работе пластин в коронке. Благодаря

этому, по мере износа и переточки граней удается компенсировать уменьшение площади зажима монолитом спаянных или приклеенных стальных пластинок.

Предлагаемый способ эксплуатации двухслойных пластин не связан ни с технологией бурения, ни буровой коронкой. Потому на место изношенных резцов можно устанавливать новые или заранее подготовленные пластины с прикрепленными компенсирующими износ пластинками, а изношенные накапливать для дальнейшего восстановления в централизованном порядке.

Таким образом, благодаря новому предложению по применению двухслойных пластин в буровых инструментах обеспечивается решение задачи 95-100% использования алмазного слоя в АТП и надежного крепления ее независимо от износа их рабочих кромок.

Литература:

1. Патент РФ №2422613, МПК E21B10/48.Кольцевая буровая коронка. /А.Я. Третьяк, Ю.Ф. Литкевич, А.Е. Асеева и др.; заявитель и патентообладатель Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Южно-Российский государственный технический университет. - №2009146596/03;заявл. 15.12.2009; опубл. 27.06.2011, Бюл.№ 18.

2. Свешников И. А. Породоразрушающий резец, оснащенный алмазно-твердосплавными пластинами новой модификации с увеличенной высотой алмазоносного слоя / Л. Ф. Стасюк, С. Д. Заболотный, С. В. Смекаленков // Породоразрушающий и металлообрабатывающий инструмент − техника и технология его изготовления и применения: Сб. науч. тр.−К.: ИСМ им. В.Н. Бакуля НАН Украины, 2011. −Вып. 14.− 504 с.

ИННОВАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ПОДВОДНОЙ РАЗРАБОТКИ НАЗЕМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Хаузнер М[1]., Бабаева С.Ф[2]

[1]Underwater Mining Solution, Cape Town, South Africa

[2]ФГУП «ВНИИОкеангеология им. акад. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург

В связи с активизацией геологоразведочных работ и освоением глубоководных месторождений Океана в обстановке нарастающей конкуренции между промышленно развитыми государствами и инновационными компаниями создаются новые технические средства для подводной добычи твердых полезных ископаемых.

Это новейшее подводное горное оборудование может также успешно применяться и для добычи традиционных месторождений на суше, например, для коренных алмазов.

В докладе освещаются следующие вопросы:

Общий обзор твердых полезных ископаемых (ТПИ) на шельфе и в глубоководных частях Океана [1];

Системный обзор методов геологоразведочных работ и подводной добычи ТПИ [2];

Новейшие технологические решения для алмазодобычи из коренных источников в открытых разработках с использованием глубоководного горнодобывающего оборудования (рис. 1).



Рис. 1. Подводная разработка скальных пород в карьерах

Сравнение методов и технологических особенностей подводной добычи ТПИ с традиционными подземными добычными работами и разработкой карьеров (безопасность, экология, капитальные затраты, инженерно-геологические процессы).

Преимущества разработки наземных месторождений подводным способом:

1. Безопаснее

-Устранение непосредственного контакта персонала с горно-шахтным оборудованием (причиной 80% летальных исходов в горной отрасли);

-Удаление производственного персонала из места добычи (причины более 85% летальных исходов);

2. Более экологически разумно

-Визуальное воздействие и шум;

-Пыль и выбросы углерода;

-Понижение грунтовых вод;

3. Более экономично

-Нет вскрыши пустой породы;

-Сокращены затраты на отвальные работы;

-Прибыль на инвестиции;

-Выгоды по капитальным затратам;

-Стоимость эксплуатационных расходов (от 2 до 10 раз меньше чем в открытых карьерах или подземных шахтах) открывает возможности разработки ранее нерентабельных ресурсов и / или обеспечивает бóльшую отдачу для акционеров;

-Создается потенциал для разработки нерентабельных месторождений.

Литература:

1. Andreev S, Babaeva S. Mineral resources of the Ocean: a Pragmatical reality of the foreseeable future or geopolitical phantom// Journal of Siberian Federal University. Engineering&Technologies 5 (2014 7), 501-511

2. Hausner M. Underwater Mining of Inland Resources// Nearshore Underwater Mining: Critical Commodities for the Future/44th Underwater Mining Conference. 1-6 November, TampaBay, Florida, USA, 95-100

О ВЛИЯНИИ НЕИЗВЛЕКАЕМЫХ ПОРОДНЫХ ПРОСЛОЕВ НА ЗОЛЬНОСТЬ УГЛЯ

Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Важным направлением улучшения эффективности использования запасов сложных по структуре и неоднородных по качеству угольных месторождений является совершенствование технологических процессов управления качеством добываемого твердого топлива на основе постоянного роста уровня знаний о взаимосвязях, характере и закономерностях распределения различных геологических признаков в пластах, их участках или отдельных зонах. В роли одного из самых значимых признаков, в значительной мере определяющих пригодность угля для использования в тех или иных направлениях, выступает его зольность, которая с достаточной долей приближения характеризует содержание минеральных примесей в органическом веществе.

При поставках угля на коксовые и металлургические заводы, а также на современные тепловые и электрические станции, зольность угля, в соответствии с жесткими требованиями потребителей, в целом не должна быть выше 10 и 16 % соответственно. Эти требования входят в противоречия с природной высокой зольностью практически всех угольных месторождений Южно-Якутского угольного бассейна. Общепринятым способом решения данной проблемы является

обогащение угля, цель которого – извлечение из угольных потоков минеральных примесей. Получение из рядового угля концентрата осуществляется с разной степенью эффективности, а его выход в значительной мере зависит от природных свойств исходной угольной массы, в обобщённом виде характеризуемой показателями обогатимости.

Проведенный анализ показал, что для значительной части южно-якутских углей в основном характерны трудная и очень трудная обогатимость. Это приводит к низкому выходу концентрата и снижению эффективности использования природного потенциала месторождений. Выявление дополнительных резервов роста возможно на основе ранее предложенного методического подхода по разделению общей зольности угля в массиве на ряд составляющих [1], позволяющего учесть причины возникновения различных долей и после соответствующей оценки дополнительно охарактеризовать природные свойства твёрдого топлива в массиве с точки зрения его дальнейшего использования.

Ранее авторами на примере Эльгинского угольного месторождения, представленного в зоне открытых горных работ 20 кондиционными по мощности (более 1 м) пластами и их расщеплениями, с применением разработанной базы данных были рассмотрены составляющие, связанные с технологическим разубоживанием угля при добыче породами кровли, почвы пластов (A^d_1) [2] и учитываемыми и теоретически извлекаемыми породными прослоями (A^d_2) мощностью от 0,05 м [3].

По сведениям из геологической и горной практики [4], а также исходя из предварительного анализа данных по изучаемому месторождению, тонкие высокозольные и породные прослои, в том числе мощностью менее 0,05 м (A^d_3), не извлекаемые существующими горными технологиями, встречаются достаточно часто и могут оказывать значительное влияние на качество добываемого угля. При совместном обогащении сырья из участков с простым строением и из областей с преобладанием зон, насыщенных породными прослоями, наблюдается или потенциально возможно снижение выхода концентрата или повышение его зольности.

Продолжение работы позволило исследовать характер и закономерности распределения на Эльгинском месторождении составляющей A^d_3, которая при проведении различных этапов геологоразведочных работ комплексом буровых и геофизических наблюдений в определённой мере регистрируется и изучается. Часть неизвлекаемых высокозольных и породных прослоев малой мощности с площадным и локальным распространением по разным причинам, в том числе связанным с несовершенством техники и технологий разведки, не фиксируется. Как регистрируемая, так и нерегистрируемая части A^d_3 не учитываются при оценке запасов и их геолого-технологическом картировании. В результате рассматриваемая составляющая выпадает из поля зрения при совместном

планировании добычи полезного ископаемого, его предварительной подготовки к переработке и обогащении.

На Эльгинском месторождении при разведке специалисты «Южякутгеологии» и других организаций в качестве основного способа определения зольности угля в пластах использовали и используют лабораторный (камеральный) анализ керновых проб. По различным причинам, в том числе связанным с неполным выходом керна, нарушениями его целостности, засорением шламом и буровым раствором, дополнительно применялся и применяется комплекс методов геофизического исследования скважин. В их числе и селективный микро-гамма-гамма-каротаж с использованием геометрии однократного рассеяния (мГГК-Содн), позволяющий выделять тонкие слои углей и пропластков пород в них и определять зольность углей с допустимой для практического использования результатов при подсчете запасов точностью на основе устанавливаемых зависимостей геофизического параметра от показателя содержания золы.

Для оценки составляющей A^d_3 на основе предварительного анализа в зоне первых лет отработки Эльгинского месторождения был выделен участок площадью примерно 2,5 на 3 км, оцифрованы и проанализированы от 56 до 76 скважин по четырем основным рабочим пластам $Н_{15}$, $Н_{16}$, $У_4$, $У_5$ с геофизическими диаграммами, полученными «Южякутгеологией», в том числе с помощью метода мГГК-Содн. При подсчете количества не учитываемых ранее по каждой скважине породных прослоев или линз зольность условно принималась за 100 %, а мощность, исходя из разрешающей способности зонда, варьировала в диапазоне 0,025 – 0,050 м. При оценке не учитывались прослойки, которые с высокой долей вероятности присутствуют в угольных пластах, но не выделены использовавшимися на момент проведения разведки месторождения методами опробования. Кроме того, не учтены неоднозначные и спорные моменты, связанные с анализом исходных данных, в том числе вызванные квалификацией и опытом интерпретаторов первичной информации.

В результате произведенной работы установлено, что в целом по участку вклад в общую структуру зольности составляющей A^d_3 по четырем основным пластам оценивается в диапазоне 1,5 – 3,4 % (4,9 – 8,4 % от 100 %). При этом реальная картина вероятнее всего, отличается в сторону увеличения такого вклада. Визуализация с применением различных геоинформационных систем полученных данных и изучение характера распределения A^d_3 показали, что по площади каждого из пластов и в их разрезе можно выделить участки как с более высокими относительно средних значениями A^d_3, так и с меньшими. Например, для пласта $Н_{15}$ этот диапазон может варьировать от 0-1 % до 6-7 %.

Дополнительно отметим то, что общая зольность по отдельным скважинам практически не коррелирует или имеет низкий уровень корреляции с долей зольности, приходящейся на составляющие A^d_2 и A^d_3, связанные с породными прослойками разной мощности. Так для пласта $Н_{15}$ (рисунок) при зольности общей

в 30 - 35 %, на зольность, связанную с пропластками приходится от 3 до 15 % (9 – 50 %). А при зольности, связанной с породными прослоями, на уровне 10 – 12 % общая зольность угля может составлять от 27 до 45 % (22 - 44 %).

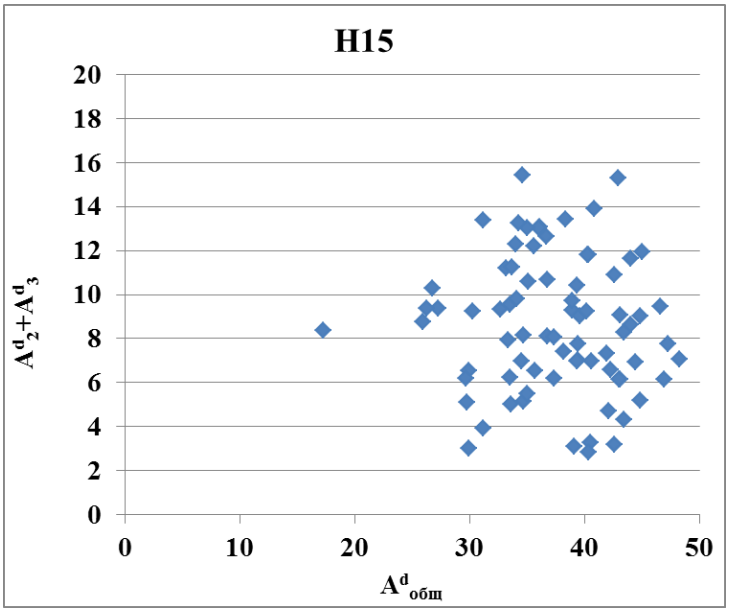


Рис. 1. Распределение зольности общей $A^d_{общ}$ и её составляющих A^d_2 и A^d_3

Исходя из полученных данных можно сделать вывод о целесообразности учёта, наряду с другими составляющими, A^d_3 при совершенствовании технологических процессов управления качеством угля.

Существующие способы изучения пропластков менее 0,05 м не позволяют в полной мере организовать их выделение и учёт. Следовательно требуется дальнейшее совершенствование используемых методических подходов, направленных на снижение уровня неопределенности наших представлений об изучаемом и разрабатываемом месторождении, в том числе на основе: организации работ по съёму информации с буровых станков о режимах бурения разведочных и взрывных скважин; дополнительных геофизических исследований скважин различного назначения, в том числе шнекового бурения в самых сложных по строению участках; томографии пластов различными физическими полями через смежные скважины с варьированием расстояниями между ними; развития методов интерпретации существующей и дополнительно получаемой информации.

Учёт рассмотренных, а также других составляющих общей зольности, начиная с этапа разведки, позволит повысить уровень знаний о месторождениях, выявить возможные причины высокой зольности некоторых углей, раскрыть резервы

повышения эффективности разработки залежей, в частности путем развития процессов предварительной подготовки угля в разрезах к обогащению.

Литература:

1. Батугин С.А. Зольность как фактор управления качеством угля при разработке сложноструктурных месторождений / С.А. Батугин, В.Л. Гаврилов, Е.А. Хоютанов // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – 2014. – № 1. – Т. 1. – С. 56–62.

2. Батугин С.А., Литвинцев В.С., Ческидов В.И. и др. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / Отв. ред. С.М. Ткач, Новосибирск: «Гео», 2013. – 308 с.

3. Гаврилов В.Л. О влиянии структуры угольных пластов на зольность угля / В. Л. Гаврилов, Е. А. Хоютанов // «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России»: материалы Всероссийской научно-практической конференции (31 марта – 2 апреля 2015 г., Якутск). – Якутск, 2015. – С. 93–96.

4. James A. Luppens, Stephen E. Wilson, Ronald W. Stanton Manual on drilling, sampling, and analysis of coal. Philadelphia, PA: ASTM, 1992. 61 p.

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОПОРОШКОВ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ ЯКУТИИ В КОМПОЗИТАХ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО НАЗНАЧЕНИЯ

Шиц Е.Ю.[1], Охлопкова А.А.[2], Петухова Е.С.[1], Стручкова Т.С.[2]

[1] Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

[2] Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Практическое отсутствие в РФ производства технических синтетических алмазных порошков привело к падению выпуска материалов инструментального назначения. Этот пробел необходимо заполнить более активным использованием технических природных алмазных порошков, что придаст импульс инновационному развитию обрабатывающих отраслей промышленности, а также повысит степень отработки ценных алмазоносных месторождений, что соответствует концепции рационального природопользования – приоритетного направления развития науки, технологий и техники РФ.

Одной из задач современного материаловедения является расширение ассортимента функциональных продуктов на полимерной основе, в том числе за счет создания новых износостойких алмазосодержащих композитов.

Для разработки композитов использовались технические шлифпорошки природных алмазов месторождений республики Саха (Якутия) зернистостей: 125/100 мкм, 80/63 мкм, 63/50 мкм, 50/40 мкм (ГОСТ 9206-85). В качестве полимеров в исследованиях применялись СВМПЭ (сверхвысокомолекулярный полиэтилен) производства ОАО «Томскнефтехим» (ТУ 6-05-18-96-80); ПТФЭ

(политетрафторэтилен) производства ООО «Завод полимеров Кирово-Чепецкого химического комбината им. Б.П. Константинова» (фторопласт-4, ГОСТ 10007–80).

Цель работы заключалась в искусственном сочетании физико-механических свойств, присущих аморфно-кристаллическим полиолефинам низкой адгезии с характеристиками и морфологическими особенностями природных алмазных кристаллов микрометровой размерности и создание износостойких композитов на их основе.

Впервые показано, что частицы твердого кристаллического минерального природного наполнителя – порошки природных алмазов (ППА) являются инициаторами кристаллообразования и стимулируют упорядочивание структуры полиолефинов[2,9]. Установлено, что основной физико-химической закономерностью формирования композиционных алмазосодержащих материалов (КАМ) на полиолефиновой основе является рост упорядоченных структур на поверхности алмазного наполнителя природного происхождения, проявляющего свою активность и соответствующее упрочняющее воздействие по отношению к полимерам при концентрациях ППА от 0,5 до 1 масс.% и от 20 до 40 масс.%. [2,3,4,5,7,8,9].

Так, установлено, что введение 1 масс.% порошков ультрадисперсного алмаза (УДА) приводит к увеличению износостойкости ПТФЭ в ~12 раз, а наполнителя в виде природного алмаза активированного (ПАА) в той же концентрации увеличивает этот же показатель более чем в 40 раз (табл.1).

Таким образом, введение в полимер природного алмазного наполнителя оказалось значительно более эффективным [6,8].

Установлено, что при концентрациях алмазных наполнителей более 5 масс.% композиты триботехнического назначения начинают проявлять абразивные свойства, причем, не только в режиме сухого трения, но и в среде гидравлической жидкости [2].

Таблица 1

Физико-механические свойства и массовый износ композиций на основе ПТФЭ, наполненных синтетическим алмазоподобным (УДА) и природными активированными алмазными (ПАА) наполнителями

№	Материал, состав (масс.%)	Прочность при растяжении, $\sigma_р$, МПа	Относительное удлинение при разрыве, $\varepsilon_р$, %	Массовый износ, мг
1	ПТФЭ	20-22	300	370-375
2	ПТФЭ (99) - УДА(1)	19-20	370-400	30-33
3	ПТФЭ (99)- ПАА (1)	23-28	250-260	10-6

Установлено, что основным структурирующим агентом в композитах на основе ПТФЭ и СВМПЭ, содержащих ППА дисперсностью в десятки микрон в количествах более 20 масс.% выступает поверхность сколотого алмаза, на которой, при отсутствии химического взаимодействия, происходит эпитаксиальный рост

полимерных надмолекулярных структур [9]. Закономерностью этого процесса является снижение гетерогенности композиционной системы за счет образования переходных граничных слоев различной протяженности. Появление развитого переходного слоя между фазами приводит к упрочнению и повышению износостойкости материалов в целом.

Однако, основное отличие структуры алмазосодержащих композитов заключается в том, что СВМПЭ, по сравнению с ПТФЭ, формирует в 2 раза более мощный межфазный слой, который простирается далеко вглубь материала, поэтому разработанные составы композитов на основе СВМПЭ по износостойкости при обработке стали, превосходят аналог на основе ПТФЭ в 2 раза и более, обеспечивая при этом более высокое качество поверхности при шлифовании как металлических, так и минеральных поверхностей (таблица 2).

Таблица 2

Триботехнические свойства алмазосодержащих композиций на основе СВМПЭ и ближайших аналогов на основе алмазосодержащего ПТФЭ

Состав композита, масс. %	Износ при обработке стали, мг	Износ при обработке минерала, мг	f_{mp} (по стали)	Шероховатость, мкм
ППА (30) СВМПЭ (70)	**2,0**	3,5	0,42	0,27
(прототипы)				
ППА (40) ПТФЭ (70)	14,0	7,0	0,42	0,50
ППА (40) КН (7) ПТФЭ (53)	8,5	1,5	0,36	0,40

Кроме того, показатели удельного расхода алмазов для инструмента на основе СВМПЭ, содержащего шлифпорошки природных алмазов, в 3 раза превосходят показатель, определенный для кругов на органической связке Б1, содержащей синтетические алмазы [1].

Таким образом, разработана серия композиционных алмазосодержащих инструментов на основе ПТФЭ и СВМПЭ и доведена до практического использования на предприятиях Республики Саха (Якутия) [9].

Литература:

1. Захаренко, И.П. Алмазные инструменты и процессы обработки [Текст]/ Захаренко И.П.– Киев: Техніка, 1980. – 215 с.

2. Охлопкова А.А. Структура и свойства композитов на основе политетрафторэтилена и порошков природных алмазов [Текст] / А.А. Охлопкова, Е.Ю. Шиц // Механика композитных материалов. –2004. – Т.40, №2. – С. 225-234.

3. Пат. 2064942 Российская Федерация, C08J5/14, C08L27:18, B24D3/28. Композиционный полимерный материал для абразивного инструмента [Текст] / Адрианова О.А., Охлопкова А.А., Попов С.Н., Черский И.Н.; заявитель и патентообладатель Ин-т неметаллических материалов СО РАН; Национальный научно-

исследовательский центр алмазов, драгоценных камней и самородного золота.– № 94036713/04; заявл. 29.09.94; опубл. 10.09.96, Бюл. № 22. – 6 с.

4. Пат. 2064943 Российская Федерация, C08J5/14, C08L27:18, B24D3/28. Композиционный полимерный материал для абразивного инструмента [Текст] / Адрианова О.А., Охлопкова А.А., Попов С.Н., Черский И.Н.; заявитель и патентообладатель Ин-т неметаллических материалов СО РАН; Национальный научно-исследовательский центр алмазов, драгоценных камней и самородного золота. - № 94036714/04; заявл. 29.09.94; опубл. 10.09.96, Бюл. № 22. – 6 с.

5. Пат. 2164522 Российская Федерация, МКИ C08J 5/14. Композиционный алмазосодержащий полимерный материал для абразивного инструмента [Текст] / Е.Ю. Шиц, А. А. Охлопкова, М.Д. Соколова, А.А. Васильев; заявитель и патентообладатель Ин-т неметаллических материалов.- №99116269/04; заявл. 27.07.1999; опубл. 27.03.01, Бюл. №9. – 6 с.

6. Пат. 2161087 Российская Федерация, МПК B24D3/00, B24D18/00. Режущий инструмент на основе поликристаллического кубического нитрида бора и способ его изготовления [Текст] / Ксян ЯО, Мэтью В. КОЛЬЕ, Мадапуси К. КЕШАВАН, Ганшиам РАЙ; заявитель и патентообладатель СМИТ ИНТЕРНЭШНЛ

7. Пат. 2326136 Российская Федерация, МКИ C08J 5/14. Композиционный алмазосодержащий полимерный материал для абразивного инструмента [Текст] / Шиц Е.Ю., Охлопкова А.А., Семенова Е.С. и др.; заявитель и патентообладатель ООО «Технопласт». – № 2006109302/04; заявл. 23.03.2006; опубл. 10.06.2008, Бюл. №16. – 3 с.

8. Стручкова, Т.С. Разработка и исследование полимерных композиционных материалов на основе активации политетрафторэтилена и углеродных наполнителей [Текст]: дис. … канд. техн. наук: 05.02.01./ Татьяна Семеновна Стручкова – Комсомольск-на-Амуре, 2009. – 115 с.

9. Шиц Е.Ю. Создание инструментальных алмазосодержащих материалов на полиолефиновых матрицах с заданным комплексом свойств [Текст]: дис. ... д-ра техн. наук: 05.16.09 – Материаловедение. – Комсомольск-на-Амуре, 2015. – 257 с.