

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



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы Всероссийской научно-практической конференции

31 марта – 2 апреля 2015 г.

Якутск
2015

УДК 55(063)(571.56)

ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

Г36

Ответственный редактор

А.Я. Биллер

*Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками*

*Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-20121)*

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.

ISBN 978-5-7513-2107-9

УДК 55(063)(571.56)

ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

© ИГАБМ СО РАН, 2015

ISBN 978-5-7513-2107-9

© Северо-Восточный федеральный университет, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Адаров Т.Д., Лоскутов Е.Е.

Возможности двумерной автокорреляционной функции геофизических полей при изучении тектонического строения (на примере Эльконского рудного узла)..... 16

Алтухова З.А.

Кимберлиты аномалии 10 на Якутском погребенном поднятии (Западная Якутия)..... 18

Алтухова З.А.

Сравнительная характеристика кимберлита трубок Удачная (Далдынское поле) и Манчары (Хомпу-Майское)..... 21

Анисимова Г.С., Зайцев А.И.

Изотопный состав стронция кварца Широкинского рудно-россыпного узла..... 26

Анисимова Г.С., Соколов Е.П.

Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности золотого оруденения Алтан-Чайдахского рудного узла (Южная Якутия)..... 30

Антонов А.Е., Гамянин Г.Н.

Особенности металлогении и минералогии ртути Восточной Якутии..... 33

Артемьев Д.С., Молчанов А.В., Терехов А.В.

Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Майского золоторудного месторождения (Чукотский АО)..... 36

Атласов Р.А., Скрябин Р.М., Туги Э.Р., Иванов А.Г.,

Николаева М.В., Бердыев С.С.

Исследования влияния шаблон-калибратора на состояние ствола скважин в неустойчивых глинистых отложениях..... 39

Афанасьев В.П., Елисеев А.П.

Сравнительная характеристика "якутитов" и импактных алмазов Попигайской астроблемы..... 42

Ащепков И.В., Бабушкина С.А., Смелов А.П., Владыкин Н.В.,

Биллер А.Я., Костровицкий С.И.

Вариации строения мантийного кила севера Сибирской платформы по данным термобарометрии и геохимии..... 43

Бабкина Т.Г., Бузикова О.Г., Канаева В.Э., Корякина М.А.,

Халипова В.А.

Дополнительные возможности гравиметрии для решения задач металлогенического районирования в условиях Южного Верхоянья..... 48

Бердыев С.С., Скрябин Р.М., Туги Э.Р., Атласов Р.А., Иванов А.Г., Николаева М.В...... 51

Проблемы цементирования скважин в условиях многолетнемерзлых пород

Берзин А.Г., Ситников В.С., Марсанова М.Р.	
Особенности тектонического строения зоны сочленения Сибирской платформы и Байкало-Патомской складчатости (Предпатомский сектор).....	53
Бескрованов В.В.	
К вопросу об условиях кристаллизации алмазов-гигантов.....	58
Бикбаева Е.Е., Иванов А.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Прокопьев И.Р.	
Систематика пироксенов магматических пород Джелтулинского массива Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита.....	62
Бочкарева В.Ф., Васильев А.П., Коробков И. Г.	
Кимберлитовые жилы как прогнозный фактор при проведении детальных поисковых работ на кимберлитовые трубки.....	65
Варнавский В.Г.	
Юго-восток Северо-Азиатского кратона, Алдано-Майский осадочный бассейн: корреляция литостратиграфических последовательностей Чехла.....	68
Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Толстов А.В., Минин В.А.	
Петрохимические факторы распределения ниобия в породах массива Томтор.....	72
Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А.	
Калиевые ультраосновно-щелочные карбонатитсодержащие комплексы Восточной Сибири.....	75
Васильев Д.А.	
Определение осей палеонапряжений на севере Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса.....	80
Васильева А.Е., Копылова А.Г.	
Траппы Анабарской антеклизы.....	82
Васильева О.И., Чжан Т.Р., Попов В.Ф.	
Водные проблемы в бассейне реки Таатта.....	85
Вилкова С.Э.	
Корреляция содержания органического углерода в рудах первой и второй рудной зоны месторождения «Майское» (Чукотский АО) и технологических показателей обогащения.....	88
Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.	
О влиянии структуры угольных пластов на зольность угля.....	93
Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.	
О рыночном потенциале угольных месторождений заполярных районов Якутии.....	96
Гадиятов В.Г.	
Минералогия Восточно-Сибирской камнесамоцветной провинции.....	99

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В.

Кысылга – золото-серебряное месторождение в черносланцевых толщах
Восточной Якутии..... 102

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В.

Состав и источники рудообразующих флюидов месторождений Южно-
Верхоянского синклинали..... 106

Герасимов Б.Б., Земнухов А.Л., Иванов П.О.

Новые геолого-минералогические данные о комплексных россыпях
проявлениях золота и алмазов прогнозируемого Уэле-Уджинского
россыпного узла на северо-западе Республики Саха (Якутия)
(на примере россыпи р. Половинная)..... 109

Герасимов Б.Б., Павлов В.И.

Минералогия россыпного золота восточного обрамления Анабарского щита..... 113

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.

Мезопротерозойские базиты Оленекского выступа как индикаторы
мантийного плюма под Сибирским кратоном..... 116

Глушкова Е.Г.

Минералого-геохимические особенности самородного золота
Чочимбальского рудно-россыпного узла (Западное Верхоянье)..... 118

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.

Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области
вдоль линии опорного геофизического профиля 3-ДВ..... 121

Граханов С.А., Сметлов А.П., Олейников О.Б., Тимофеев В.Ф.

Нетрадиционные коренные источники алмазов якутской Арктики..... 124

Григорьев Б.В., Скрыбин Р.М.

Проблемы и пути совершенствования породоразрушающих
инструментов для колонкового бурения с продувкой сжатым воздухом в
сложных геологических разрезах..... 128

Гриненко В.С., Князев В.Г., Горячева А.А., Девятков В.П.,

Михайлова Т.Е.

Новые палеонтологические находки в нижней юре северо-западного борта
Вилуйской синеклизы..... 131

Гриненко В.С., Костин А.В.

Ранний-поздний мел зоны перехода «Сибирская платформа —
Верхояно-Колымская складчатая область»: событийный аспект..... 138

Давыденко Д.Б., Парада С.Г.

Прогнозирование рудных месторождений по результатам
математических преобразований спутниковых снимков..... 143

Диденко А.Н. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя.....	147
Дягилева А.Г. Биогеохимическая специфика сорбции подвижных форм микроэлементов в криоземах промышленной площадки Нюрбинского горно-обогатительного комбината.....	150
Егоров И.А., Ефимов Д.Н. О совершенствовании долот шнекового бурения большим диаметром на россыпных месторождениях в криолитозоне.....	154
Емельянова Н.Н., Заякина Н.В., Гамянин Г.Н. Термическое и рентгенографическое изучение кварцев благороднометалльных месторождений Якутии.....	157
Еременко Г.Н. Тектонофизический анализ Тарынского рудного узла.....	160
Железняк М.Н., Кирилин А.К., Жижин В.И., Сериков С.И. Геотемпературное поле и криолитозона Эльконского горст.....	163
Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А. Типохимизм монацитов из золотоносных аллювиальных отложений в пределах Тыркандинской зоны (Алданский щит).....	166
Зедгенизов Д.А. Процессы генерации и эволюции алмазообразующих сред в литосферной мантии Сибирской платформы.....	170
Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Мальковец В.Г., Помазанский Б.С. Минеральные включения в алмазах из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Якутия).....	173
Зинчук Н.Н. О литолого-минералогических исследованиях при алмазопроисловых работах.....	176
Зинчук Н.Н. Рудно-магматические кимберлитовые системы в связи с алмазопроисловыми работами на Сибирской платформе.....	180
Иванов А.Г., Скрыбин Р.М., Туги Э.Р., Атласов Р.А., Бердыев С.С., Николаева М.В. Анализ применения таллового пека в буровых растворах	185
Иванов А.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е., Прокопьев И.Р. Систематика амфиболов магматических пород Желтулинского массива Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита	188

Иванов А.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е., Прокопьев И.Р.	
Систематика биотитов магматических пород Джелтулинского массива Тыр- кандинского рудного района Алдано-Станового щита	190
Иванов Н.Н.	
О состоянии и путях совершенствования методики проведения учебных полигонных практик студентов геологоразведочного факультета Северо-восточного федерального университета.....	193
Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.	
Морфотектонический анализ Андрей-Тасского сейсмического максимума (Яно-Индигирский сегмент зоны Черского)	196
Иудин М.М.	
Проблемы прогноза напряженно-деформированного состояния массива многолетнемерзлых горных пород	199
Каженкина А.Г.	
Особенности внутреннего строения россыпного золота (Лено-Вилуйское междуречье)	201
Калачева Л.П., Шиц Е.Ю., Федорова А.Ф., Рожин И.И.	
Прогнозирование процесса образования гидратов на месторождениях Яку- тии, выявление их состава и структуры.....	204
Кельцнев С.С.	
Опыт бурения научно-исследовательских скважин на о. Большой Ляховский.....	208
Кельцнев С.С., Острельдин С.К.	
Методы борьбы со смерзанием керна к колонковой трубе в зимнее время.....	210
Коломиец В.Л.	
Морфолитогенез и сырьевой потенциал террасового комплекса Верхнеангарской впадины (Северное Прибайкалье).....	212
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.	
Морфолитогенез золотороссыпного месторождения Мыргэншена (Западное Забайкалье)	215
Колосов П.Н.	
В венде Березовской впадины обнаружена богатая ассоциация микрофоссилий	218
Кононов В.В., Иванов В.В., Баринов Н.Н., Кириенко А.О.	
Новые данные о редкоземельной минерализации на Абрамовском рудопоявлении (Ханкайский массив, Приморье).....	221
Костин А.В.	
Использование Гис для прогнозирования рудных узлов.....	224

Костин А.В.

Минеральный состав анортозитовых ксенолитов верхнемелового вулкана Тень-01 (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область»)..... 226

Кривошапкин И.И., Костин А.В.

Типы Fe-оксидных Cu-Au проявлений Восточной Якутии..... 229

Ксенофонтова М.И., Легостаева Я.Б.

Оценка современного состояния водных объектов на участке «Буранный» Томторского месторождения РЗМ..... 232

Кузнецова О.А.

Филогения подсемейства Harposceratinae 237

Куть А.А., Галанин А.А.

Генезис и обстановка осадконакопления песчаных массивов Центральной Якутии 240

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В.,**Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В.**

Новое в минералогии богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь)..... 244

Лебедева Л.С., Семенова О.М.

Криогенная аккумуляция стока воды на малых водосборах северо-востока России: анализ и моделирование..... 249

Лоскутов Е.Е.

Ассоциации химических элементов в первичных ореолах рассеяния восточной части Эльконского рудного узла..... 252

Лыткин В.М., Галанин А.А.

Позднеплейстоценовое оледенение хребта Сунтар-Хаята..... 255

Ляхин А.М.

Где могут «прятаться» алмазы верхней части трубки Удачная..... 259

Ляхин А.М.

Загадка Образования Эбеляхских и Молодинских россыпей алмазов..... 262

Макаров В.Н.

Водная миграция рудных элементов в криолитозоне..... 267

Максимова Ж.В.

Высокоглиноземистые гранитоиды Хунгарийского комплекса Сихотэ-Алиня: петрогеохимия, минералогия..... 269

Мансуров Р.Х.

Новый прогнозируемый тип крупнообъемного золотого оруденения в среднерифейских карбонатных отложениях Енисейской золоторудной провинции 272

Марсанова М.Р.

Сейсмогеологические особенности разреза осадочного чехла на Сунтарском лицензионном участке и оценка его петрофизических характеристик 275

по данным динамического анализа сейсмических волн.....	
Медведева С.А.	
Генезис мезозойских терригенных пород Буреинского осадочного бассейна (Дальний Восток России).....	278
Мисайлов И.Е.	
Геокриологические условия северной части Тунгусской синеклизы.....	281
Мишнин В.М., Андреев А.П.	
Главные стадии становления цивилизационного тренда «железный передел» в Центральной Якутии (ЯПП)	284
Молотков А.Е.	
Распределение дефектно-примесного состава в ростовой зональности кристаллов природного алмаза.....	289
Молчанов А.В., Терехов А.В., Ходжаев Д.К.	
Перспективы выявления на Анабарском щите уранового оруденения вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста	290
Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Козлов Д.С.	
Металлогения золота Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия).....	293
Мохначевский Г.В., Округин А.В.	
Составы минералов из кайнозойских базальтовых вулканов Якутии и прилегающих территорий.....	295
Мурзин Ю.А., Жижин В.И.	
Геокриологические условия хребта Кисилях на участке пересечения его рекой Адыча.....	299
Мустафин С.К.	
Актуальность изучения состава природного и техногенного сырья старых горнорудных регионов.....	303
Мустафин С.К.	
Геодинамический мониторинг геологической среды регионов нефтегазодобычи.....	306
Нерода О.Н., Остапенко Н.С.	
Условия формирования, морфология рудных тел, зональность минерализации и перспективы Иннокентьевского золоторудного месторождения (Приамурье).....	309
Николаева М.В., Атласов Р.А., Бердыев С.С., Иванов А. Г.	
Оценка состояния трубопровода, проложенного в криолитозоне	312
Ним Ю.А.	
Дисперсионная аналитическая модель высокочастотного импульсного электромагнитного поля геологического пласта комплексной электропроводности при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем.....	315

Ним Ю.А.

Математическая модель низкочастотной поляризации геологического пласта комплексной электропроводности при его возбуждении импульсным электромагнитным полем вертикального магнитного..... 318

Округин А.В., Ге Р.П., Вознесенский С.Д., Журавлев А.И.

Минеральные ассоциации самородного золота россыпи руч. Берендей (Верхне-Индигирский район) 322

Павлов А.Г., Филиппов В.Р.

Проблемы привлечения школьников в геологические профессии..... 326

Павлова Н.А., Семерня А.А., Иванова Л.Д.

Оценка геоэкологической ситуации на участке самоизливающихся минеральных вод в Центральной Якутии..... 328

Павлушин А.Д. Угайева С.С.

Исследование агрегатов якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района методом дифракции отраженных электронов (ebbsd)..... 331

Палымский Б.Ф., Горячев Н.А.,

Сводная геологическая карта Магаданской области..... 334

Парада С.Г.

Новый тип платиноидоносной сульфидновкрапленной минерализации в анортозитах Геранского массива (Дальний Восток)..... 337

Парфёнов М.И.

Выделение геохимических ассоциаций элементов способом совмещения метода главных компонент с многократной корреляцией..... 340

Парфёнов М.И.

К вопросу о вычислении геофона при геохимических исследованиях..... 344

Парфенова Т.М.

Геохимия органического вещества сэктэнской свиты нижнего кембрия (северо-восток Сибирской платформы)..... 347

Петров А.Ф., Козьмин Б.М., Шibaев С.В., Тимиршин К.В.

Проблемы построения карт сейсмического районирования 349

Петухова Л.Л., Приходько В.С., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н.

Перспективы юго-восточной части Алдано-Станового щита на никель, медь и платиноиды..... 352

Полуфунтикова Л.И.

Условия осадконакопления каменноугольных отложений Южного Верхоянья..... 356

Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Поморцева А.А.

Потепление климата в зоне Сибирского антициклона: анализ и прогноз..... 361

Попов В.В.

Коэффициент извлечения нефти: расчет и реальность..... 364

Попов Г.И. Технико-экономические показатели проходки шурфов различными способами.....	366
Попова М.В., Соболев П.Н. Породы и органическое вещество иниканской свиты.....	369
Попов Н.В., Берёзкин В.И., Тимофеев В.Ф. Вещественный состав и тектоническое строение Суннагинского блока (се- веро-восточная часть Алдано-Станового щита)	373
Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г. Перспективы выявления новых коренных месторождений алмазов на севере Сибирской платформы.....	376
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Худолей А.К., Калинин М.А. Тектоника западной части Новосибирских островов.....	379
Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Зайцев А.И. Новые данные о девонском вулканизме на северо-востоке Сибирского кра- тона.....	382
Протопопов Р.И. Геолого-генетическая модель месторождений золото-кварцевой малосуль- фидной формации Верхояно-Колымской орогенной области (на примере месторождения Вьюн).....	385
Пуляев Н.А. Геологическое положение, возраст и геохимическая характеристика анортозитов Алдано-Станового щита.....	388
Пуляев Н.А. Условия образования карбонатитов на территории Алдано-Станового щита и их металлогеническая специализация.....	392
Развозжаева Е.П. К строению Кыллахской зоны Верхоянского надвигового пояса.....	395
Расулова А.В., Цой В.Д. Нетрадиционная минерализация на золоторудных месторождениях Узбекистана.....	397
Роголина Л.И., Терсбило В.И., Невструев В.Г., Воропаева Е.Н. Особенности штокверковой рудной минерализации Майминовского месторождения (Приморье).....	401
Роев М.Н. Привод буровых установок.....	404
Роев С.П. Темноцветные минералы магматических пород Нальчанского ряда восточной Якутии.....	407

Рожин С.С.	
Микрофитолиты, строматолиты Нохтуйского разреза.....	410
Рябинкин С.В.	
Эволюция основных углеобразующих элементов в диагенезе и катагенезе и роль коэффициента Лефмана-Вассоевича.....	413
Савва Н.Е.	
Особенности палеозойского Au-Ag оруденения на территории северо-востока России.....	416
Савва Н.Е., Колова Е.Е., Фомина М.И.	
Сравнительная характеристика золото-серебряных руд Центральной Чукотки.....	420
Саидов Х. Л.	
Эндогенез и бионакопления урана (обзор, анализ).....	423
Самырова А.И.	
Инженерно-геокриологические особенности 66 квартала г. Якутска.....	427
Сандакова Л.Г.	
Использование современных образовательных технологий при освоении дисциплины «Введение в специальность».....	430
Сенкевич В.С.	
Нюектаминский рудный узел: пространственная минералогическая зональность и дистанционные критерии прогноза золото-серебряного оруденения (Западное Верхоянье, Якутия).....	432
Сергеенко А.И., Прокопьев А.В.	
Посыпная куларитонность Хараулахского антиклинория (Северное Верхоянье).....	435
Серкебаева Е.С.	
Типы метасоматических изменений на Au-рудном месторождении Бадран.....	438
Сивцев А.И., Александров А.Р.	
«Верхнечимидикээнское» месторождение тяжелых нефтей.....	440
Сивцев А.И., Александров А.Р.	
Малоамплитудные тектонические нарушения как ориентиры для поиска рифовых массивов.....	443
Склярёв Е.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Хромова Е.А.	
Метасоматическая природа оруденения Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит): про и контра.....	446
Скрябин А.И.	
Зональное изменение пробы золота в южной части Улахан-Сисской зоны (Кулар, Якутия).....	449
Скрябин Р.М.	
О проблемах научно-технического прогресса в бурении скважин.....	452

Слабунов А.И. Архейские эклогиты и геодинамика ранней Земли (на примере Беломорской провинции Балтийского щита).....	455
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	458
Соколов К.О., Нерадовский Л.Г. Результаты георадиолокационного исследования зоны тектонического дробления и трещиноватости массива горных пород криолитозоны.....	461
Соловьев Е.Э., Кычкин В.А. Возможности геофизических методов при поисках и прослеживании руд- ных зон Верхне-Индибирского золотоносного района.....	463
Софронеева Л.С. Обоснование принадлежности микрофоссилии рода <i>botuobia</i> к цианофитам.....	465
Столяров В.В., Парада С.Г. Возможности исследования морфологии и морфометрии частиц самородного золота мелких классов методом лазерной конфокальной сканирующей микроскопии.....	468
Стриха В.Е. Позднемезозойские гранитоиды Анюйского субтеррейна: новые геохимические данные.....	471
Сухов С.С. Новые парадигмы региональной стратиграфии – путь решения застарелых проблем (к совершенствованию стратиграфической основы кем- брия Сибирской платформы).....	474
Сушкин Л.Б. О перспективах порфирового оруденения Сихотэ – Алиньской провинции (ДВФО РФ).....	477
Сыромятников И.И., Галанин А.А. Строение и температурный режим горных пород под руслом р. Бол. Куонамки.....	480
Тананаев Н.И. Основные составляющие денудации на водосборах Енисейского севера	483
Тимофеев Н.Г. О повышении эффективности разрушения мерзлых пород на забое Скважины.....	486
Тихомирова А.И., Кудымов А.В., Диденко А.Н. Петромагнетизм и палеомагнетизм вулканогенно-осадочных пород утицкой	489

свиты Амурского комплекса (северный Сихотэ-Алинь).....	
Ткач С.М.	
Геотехнологические аспекты разработки месторождений с кластерной организацией рудного вещества	492
Толстихин О.Н., Попов В.Ф.	
Геокриологические условия участка Буранный Томторского месторождения	497
Толстов А.В.	
Новые перспективы Томторского рудного поля.....	500
Третьяков М.Ф., Третьякова О.Г.	
Перспективы и возможности применения глобальных навигационных спутниковых систем для оценки сейсмической опасности и геодинамики территории РС (Я).....	506
Третьяков Ф.Ф.	
О строении консолидированной коры Верхоянского складчатого пояса	510
Третьякова Л.И., Люхин А.М.	
Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микро-алмазов месторождения Кумди-Коль, С. Казахстан.....	513
Троегубова И.Н., Колосов П.Н.	
Ультраструктура микроскопических онколитов ченчинской свиты неопротерозоя Уринского поднятия.....	516
Трунилина В.А.	
Дайки сложного строения Такалканского рудно-магматического узла восточной Якутии.....	519
Угапьева С.С., Горайнов С.В., Афанасьев В.П.	
Остаточное давление во включениях коэсита и оливина в алмазах Якутии по данным микро-спектроскопии КР.....	522
Федоров Л.Н., Ермаков С.А.	
Современные проблемы крепления резцов буровых коронок.....	525
Фирсов А.П., Злыгостев И.Н., Савлук А.В., Вайсман П.А., Вальд А.К., Дядьков П.Г., Колесов А.С., Шерemet А.С.	
Применение беспилотных летательных аппаратов при геолого-геофизическом картировании.....	529
Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н.	
Структурно-минералогические признаки полигенных месторождений...	533
Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.	
Деформационные структуры Хангаласского рудного узла.....	537
Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д.	
U-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS (процедура определения, приложение к проблеме длительности формирования Ангаро-Витимского батолита).....	540

Черепанова А.М.	
Солевой состав аллювиальных толщ среднего течения р. Лена.....	543
Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В.	
Методика поисковых работ на основе картирования гидротермально-метасоматических образований (на примере Эльконского золото-урановорудного узла).....	546
Шибаетов С.В., Козьмин Б.М., Петров А.Ф., Тимиршин К.В.	
Современная активность сейсмостектонических процессов в зоне влияния разлома Улахан (северо-восточная Якутия).....	550
Шибаетов С.В., Ноговицын В.В., Тимиршин К.В.	
Диагностика и мониторинг технического состояния зданий и сооружений геофизическими методами.....	553
Шкодзинский В.С.	
Генезис ультравысокобарических алмазов.....	556
Шкодзинский В.С.	
Происхождение алмазов северных россыпей Якутии.....	559

ВОЗМОЖНОСТИ ДВУМЕРНОЙ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННОЙ ФУНКЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЭЛЬКОНСКОГО РУДНОГО УЗЛА)

Адаров Т.Д., Лоскутов Е.Е.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

atdsakha@rambler.ru

Месторождения Эльконского рудного узла (ЭРУ) расположены в северной части Алданского щита – наиболее крупного выступа древнего складчатого фундамента Сибирского кратона [5]. Руды ЭРУ парагенетически связаны с Центрально-Алданским центром мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА). По форме и составу тел мезозойские магматические образования представлены в виде многочисленных даек, а также малых секущих, послонных и лакколитообразных интрузий порфировых щелочных пород, вскрытых в западной части Эльконского горста. Они принадлежат к группе гипабиссальных массивов, в которых вскрыты преимущественно порфировые щелочные породы калиевого ряда. По минералогическому составу эти породы соответствуют лейцит-щелочно-сиенитовой магматической формации [1].

Эльконский горст выделяется среди положительных структур Центрально-Алданского района и состоит из двух структурных элементов: поднятого юго-восточного блока и опущенного – северо-западного с границей по р.р. Курунг-Юкунгра. Для северо-западного блока характерно интенсивное проявление мезозойского магматизма, источники которого прослеживаются по сейсмологическим и гравиметрическим данным в глубокие горизонты земной коры и в верхнюю мантию [2].

Для исследования строения Эльконского рудного узла в автоматизированной программе Coscad 3D проведены трансформации геопотенциальных полей: расчет их двумерных автокорреляционных функций и выделение региональной и локальной компонент [3, 4].

По результатам расчета двумерной автокорреляционной функции (ДАКФ) магнитного поля выделено две системы линейных аномалий северо-западного и северо-запад-западного простирания, ориентировка которых совпадают с системами линейных нарушений древнего заложения и подновленных в мезозойскую тектоно-магматическую активизацию, соответственно. Вместе с тем отмечается третья система северо-восточного простирания, трассирующая иные разрывные нарушения.

Гравитационное поле разделяется условно на восточную и западную области, разделенных широкой градиентной полосой субмеридионального простирания. Для изучения гравитационных аномалий второго порядка рассчитана ДАКФ их локальной составляющей. В результате проведенной процедуры выявлены субме-

ридиональное и северо-западное простираие геологических структур. Установлено, что северо-западное простираие характерно для пликативных и дизъюнктивных тектонических нарушений, субмеридиональное – сочленению Эльконского горст-антиклинария и Верхне-Якутского грабена.

Использование ДАКФ геопотенциальных аномалий позволяет на начальном этапе обработки геофизической информации наметить наиболее эффективные трансформации геофизических полей для изучения строения исследуемых объектов и уточнения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

На основе рассчитанных ДАКФ выполнена энергетическая адаптивная фильтрация грави- и магнитного потенциалов для выделения их региональных и локальных составляющих.

Региональная компонента магнитного поля представлена вытянутыми линейными аномалиями субширотной ориентировки в южной части района и северо-восточной – в центральной. На северо-западе территории проявлена крупная изометричная аномалия отрицательного знака, пространственно совпадающая с массивами мезозойской тектоно-магматической активизации. Генеральные разрывные нарушения северо-восточной ориентировки фиксируются как положительными, так и отрицательными магнитными аномалиями.

На схеме локальной составляющей гравитационного поля отчетливо прослеживаются оси пликативных структур. Характерно, что оси антиклиналей и синклиналей коррелируют с положительными и отрицательными гравитационными аномалиями, соответственно.

Литература:

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов/ Под ред. Л.В. Оганесяна. – М.: НИИ-ПРИРОДА, 1999. – 220 с.
2. Жижин В.И., Лоскутов Е.Е. Эльконская шовная зона, сектор крупного магма-тектотена или горст // Наука и образование. Научный журнал. – Якутск: ООО «Издательство Сфера», 2013. - №1 (69) 2013. – С. 54-61.
3. Никитин А.А., Петров А.В., Зиновкин С.В. Развитие статистических приемов обработки и интерпретации геофизических полей в компьютерной технологии КОСКАД 3D // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. №6 С. 68-73.
4. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979. 280 С.
5. Парфенов Л.М. Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001, 571 с.

КИМБЕРЛИТЫ АНОМАЛИИ 10 НА ЯКУТСКОМ ПОГРЕБЕННОМ ПОДНЯТИИ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Алтухова З.А.

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

На территории Якутского погребенного поднятия в контуре геофизической аномалии кимберлитового (Хомпу-Майского) поля открыты кимберлитовая трубка Манчары [1] и аномалии 10, 04. Они расположены в бассейне р.Тамма (правый приток р.Лена) в 100 км южнее г. Якутска. Якутское поднятие (450–500х350–450км) представляет собой обособленный дизъюнктивными ограничениями краевой фрагмент северного склона Алданской антеклизы, перекрытый мезозойским структурным ярусом.

Порфировый светло-серый кимберлит аномалии 10 вскрыт скважинами на глубине 150,7 м. В интервале 150,7–151,7 м отмечаются мелкие (2,0–4,0 см) ксенолиты песчаника с косой слоистостью. В зоне эндоконтакта с осадочными породами слоисто-ориентированная текстура проявляется чередованием тонких волнистых прожилков темно-серого кимберлита с редкими вкрапленниками измененного серпентина, ильменита и линзовидных прожилков (1,0–1,5 см) песчаника и карбоната.

В кимберлите распространены темно-зеленые, голубовато-серые (3,5–4,0х2,5–3,0; 8,0х6,0; 1,0х0,9; 9,0х6,5 см) пластинчато-волокнистые включения серпентинитов (рис. 2), а также ильменитовые и гранатосодержащие с темно-красными гранатами размером 0,6–0,7х0,3 см. Неоднородная структура обусловлена различной степенью растворения включений серпентинитов и образованием овальной формы участков (7,0х3,5–5,0; 3,5х3,0 см) крупно-мелкопорфирового кимберлита (размеры вкрапленников от 0,1 до 0,5 см) и мелкозернистого матрикса. По периферии этих участков располагаются макрокристы (2,0х0,5 см; 2,0х1,0 см) серпентина (рис 1А, 1Д).

Неизменный кимберлит темно-серого цвета с реликтами частично резорбированных включений серпентинитов (9,0х6,5 см) залегает в интервале 175–184 м. Макрокристы (от 7–12 до 20–25 об. %) зеленовато-серого, темно-зеленого, волокнисто-пластинчатого серпентина неправильной (1,5х0,7; 0,7х0,4 см) или овальной (1,6х0,5; 2,0х1,0 см), удлинённой (2,0х0,7 см), округлой (1,3х0,9; 1,0х0,7 см) формы часто располагаются в непосредственной близости в виде резорбированных блоков или облекают мелкозернистые и мелкопорфировые участки овальной формы (4,5х2,5 см). Содержание вкрапленников неправильной, либо вытянутой (0,1–0,3 см) формы варьирует от 15 до 50 об. %. В случае полного растворения макрокрист серпентина обособляются соразмерные (1,2х0,7; 0,7х0,5 см) им мелкозернистые участки основной массы овальной формы. Крупнопластинчатоленточный серпентин макрокрист с высоким (0,012) двупреломлением является

антигоритом и характеризуется однообразным химическим составом, MgO – 34,61-35,47; FeO – 3,01-4,58, иногда отмечаются оксиды Na_2O – 1,24; 1,60 и редко Al_2O_3 – 0,79.

В породе распространены удлиненные пластинки (0,5-1,0х0,1-0,3 см) темно-серого флогопита и зерна ильменита (2,0х0,4-1,5; 1,0х0,7; 0,5х0,3 см) с неровными контурами, реже отмечаются зерна граната (0,7х0,2; 1,1х0,4 см) в келифитовой оболочке красновато- бурого цвета. Крупные (1,1х0,4-1,0 см) зерна граната, ильменита дезинтегрированы, размеры мелких зерен граната 0,1 см, ильменита 0,4х0,35 см.

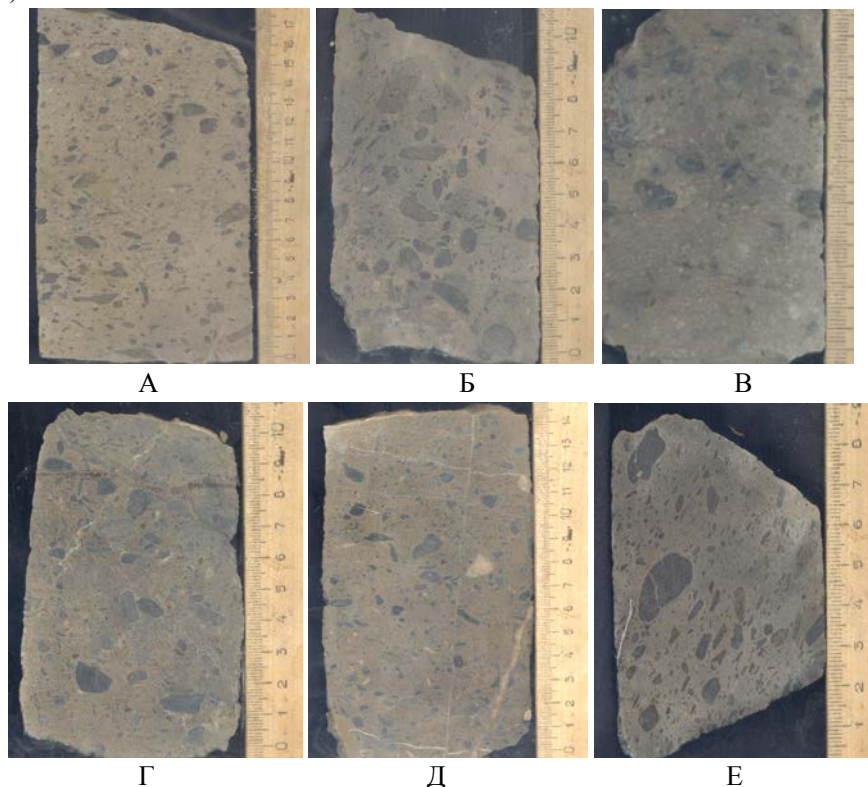


Рис. 1. Неоднородная текстура кимберлита Аномалии 10 (интервал 180,7-189,7 м). А, Д – неравномерное распределение реликтов включений серпентинита; Б - участок скопления фрагментов серпентинита; В, Г - скопление ксеноморфных реликтов серпентинита и мелкозернистые участки

Слюда характеризуется высоким содержанием BaO (от 3,69-5,59 до 7,73-10,45), FeO составляет 2,21-3,58, TiO_2 отмечается очень редко. В составе ильменита содержание MgO изменяется в пределах 8,95-10,34, Al_2O_3 от 0,39 до 0,64, Cr_2O_3 варьирует от 0,39 до 1,15, MnO – от 0,11-0,19 до 0,52-0,77.

Мелкозернистый (размеры зерен минералов 0,01-0,03 см), участками мелко-пластинчатый (1,0х0,1 мм) матрикс преимущественно слюдистого состава. Среди буровато-зеленого серпентинового базиса распространены пластинки темно-зелёной слюды, мелкие (0,5-1,5-1,0-2,0 мм) зерна ферришпинелей, ксеноморфные выделения магнетита, который часто замещает перовскит в центре зерен и располагается по периферии макрокристаллов и вкрапленников серпентина.

В составе хромитов содержание Cr_2O_3 составляет 46,90-48,73, Al_2O_3 варьирует от 6,18-7,03 до 9,33, редко 14,02; MgO – 10,56-12,89. В составе хромшпинелидов содержание Cr_2O_3 изменяется от 17,17-21,87 до 36,18-38,63; Al_2O_3 – 3,10-3,79; TiO_2 – 5,55-11,05; MgO – 15,20-17,06. В кимберлите значительное распространение имеют мелкие таблитчатые выделения апатита, среди которых выделяются стронцийсодержащие зерна. Содержание стронция варьирует от 1,89-2,34 до 2,58-2,70. В большинстве зерен присутствует фтор (0,0-0,80-1,76, редко отмечается CeO – 3,23; 3,79.

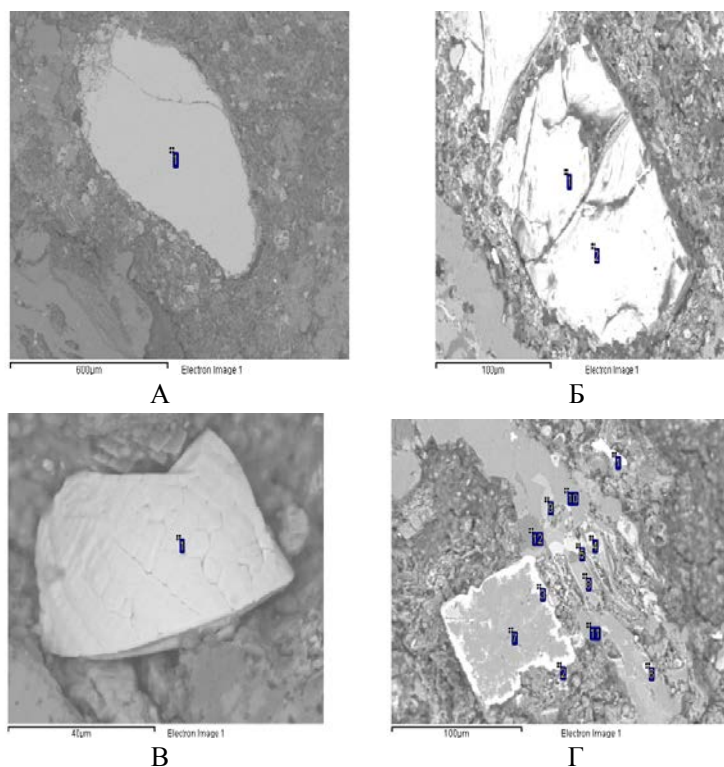


Рис. 2. Форма и размеры минералов основной массы в порфировом кимберлите Аномалии 10: А, В – хромиты; Б – магнетит; Г - доломит по перовскиту (7), слюде, (8,10); циркон (1)

Акцессорные минералы представлены циркониевым гранатом, цирконом (ZrO – 91,75-97,34). Среди карбонатных минералов, замещающих кимберлит, наибольшим распространением пользуется доломит, в составе которого относительно постоянная величина CaO (26,40-28,98 %) и более широкие вариации MgO (9.68 -18.40%) и FeO от 3.04 до 18.03. Кальцит, сидерит, опал, отмечаются редко, второстепенные минералы представлены зернами пироксена.

По вертикальному разрезу (150,7-175,7 м) распространены серии тонких, коротких (2,0х1,0; 0,5х0,2 мм) и линзовидных прожилков карбонат-серпентинового и карбонатного состава от 0,4-0,6 до 2,0 -2,5; 6,0х2,0 см. иногда с зернами пирита. На контакте с ними участки (4,х6,5 см) мелкопорфирового кимберлита интенсивно карбонатизированы. Тонкие карбонатные прожилки, ориентированные в разных направлениях, определяет своеобразную микроблоковую текстуру на отдельных участках.

Литература:

Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А, Алтухова З.А. Новый геофизический подход к минерагеническому районированию Сибирской платформы и перспективы алмазности Якутского погребенного поднятия // Литосфера 2011. №5 С. 30-52.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТА ТРУБОК УДАЧНАЯ (ДАЛДЫНСКОЕ ПОЛЕ) И МАНЧАРЫ (ХОМПУ-МАЙСКОЕ)

Алтухова З.А.

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

Трубка Манчары выполнена зеленовато-серой кимберлитовой брекчией с массивной текстурой и порфировой структурой кимберлита-цемента. Четко выраженная порфировая структура кимберлита-цемента брекчии обусловлена высоким (35–50 об. %) содержанием вкрапленников серпентинизированного оливина, флогопита и пикроильменита размером от 0,6 до 15 мм [4]. По данным определений на электронном микроскопе серпентин крупных вкрапленников является антигоритом (двупреломление 0.007–0.012), мелкие (0,4–0,2 мм) псевдоморфозы и мезостазис основной массы выполнены игольчато-волокнистым лизардитом с низким (0.006) двупреломлением. Макрокристы (0,9х0,7; 0,8х0,6 мм) флогопита с четко выраженной спайностью нередко отмечаются в виде округлых, либо ксеноморфных пластинок со следами деформации и резорбции. В шлифах часто наблюдаются гломеропорфировые, либо секториальные срастания пластинок флогопита. Особенности химического состава флогопита определяются относительно высоким содержанием MgO , низким $-TiO_2$ и присутствием BaO . На диаграмме

Al_2O_3 — TiO_2 (рис. 1) фигуративные точки флогопита трубки Манчары располагаются в области оранжеитов [3].

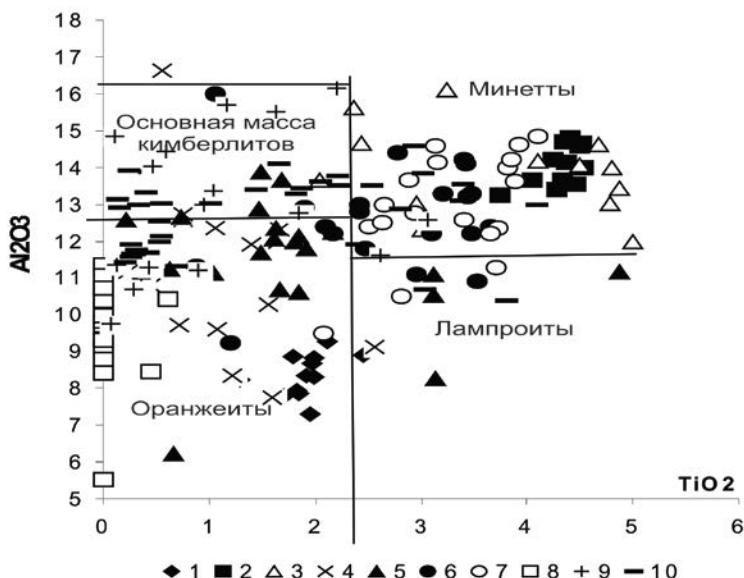


Рис.1. График корреляции TiO_2 – Al_2O_3 (Mitchell, 1995) в слюдах кимберлитовых брекчий из трубок Манчары, Удачная, даск

1 – 4 – Восточно-Укукитское поле: 1, 2 – сложнопостроенное тело (аномалия 181), кимберлит дайки (1), включение слюды в кимберлитовой брекчии трубки (2); 3 – кимберлит дайки, (аномалия УУК- 5); 4 – кимберлитовая брекчия трубки (аномалия УУК-20); 5 – Дюкенское поле, кимберлит штока (аномалия 3363); 6–8 – кимберлитовые брекчии трубок: Удачная-Западная (6), Удачная- Восточная (7); Манчары (8); 9 – включения ультраосновных пород в кимберлитовых брекчиях трубок Якутии; 10 – кимберлиты Архангельской алмазонасной провинции.

В область состава минетты попадают высокоглиноземистые флогопиты с содержанием TiO_2 от 2,5 до 5,2 мас. % из алмазонасных кимберлитовых брекчий трубки Удачная-Западная. Среди серпентин-флогопит (хлорит)-кальцитового мезостазиса распространены зерна перовскита, ферришпинели, апатита, титанистого андрадита -меланита, и циркониевого граната, наиболее близко отвечающего по составу кимцеиту – $\text{Ca}_3(\text{Zr,Ti})_2(\text{Si, AlFe}^{3+})_3\text{O}_{12}$. Сравнительный анализ петрохимических особенностей кимберлита с различной степенью алмазонасности показал сходство массивной кимберлитовой брекчии трубки Манчары с алмазонасными кимберлитовыми брекчиями по содержанию главных (SiO_2 , MgO , CaO) компонентов первичного состава, а по содержанию K_2O , TiO_2 они близки неалмазонасным кимберлитам Восточно-Укукитского поля [1]. Для сравнительного анализа состав изученных гранатов был нанесен на диаграмму MgO – TiO_2 (рис. 2).

Они занимают обособленное положение в области более низких значений TiO_2 , при более высокой магнезиальности. Андрадиты из карбонатитовых комплексов [5], метасоматических скарнов и нефелиновых сиенитов образуют своеобразный тренд в сторону незначительного увеличения магния и резкого возрастания титана.

Помимо этого отличия, следует указать на полное отсутствие в составе гранатов из связующей массы пород трубки Манчары примесей Na_2O и MnO . Циркониевые гранаты - кимцеиты в мезостазице основной массы кимберлита представлены реликтами в ассоциации с меланитом и флогопитом. Главные компоненты: ZrO_2 и CaO составляют соответственно 37,31–38,99; 27,15–28,62 мас.%, при содержании FeO 12,10–13,93; SiO_2 – 6,31–7,58 и Al_2O_3 – 6,36–7,19.

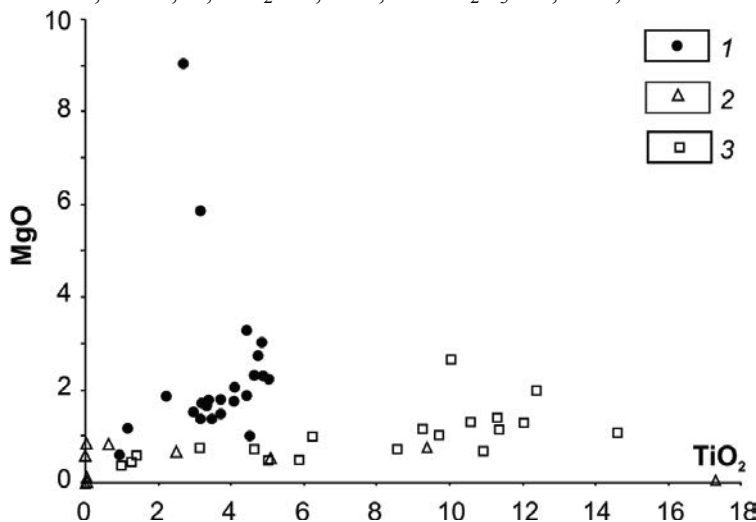


Рис. 2. Содержание MgO и TiO_2 в андрадитах из трубки Манчары, скарнов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов (калишпат-кальцитовая фация)

Интенсивно резорбированные макрокристаллы серпентинизированного оливина, пикроильменита, флогопита и взаимоотношения минералов в составе матрикса кимберлита трубки Манчары позволяет предположить, что первичный минеральный состав породы представлен оливином, флогопитом, ильменитом, апатитом, андрадитом и возможно цирконом. В позднемагматическую стадию происходило образование мелких пластинок флогопита, серпентина. Присутствие в основной массе породы кальциево-железистого граната – шорломита, бариевого флогопита и кимцеита в кимберлитовых породах трубки Манчары, не отмеченных в составе кимберлитов Центральной субпровинции, а также максимально высокое содержание ниобия, возможно связано с частичной ассимиляцией кимберлитовым расплавом пород карбонатитового массива, находящегося в земной коре на некоторой глубине. Подобный вывод согласуется с геофизическими данными [4], о возможном присутствии в земной

коре Якутского погребенного поднятия кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов (анклавы Заречный квадрат, кальдера Сотто).

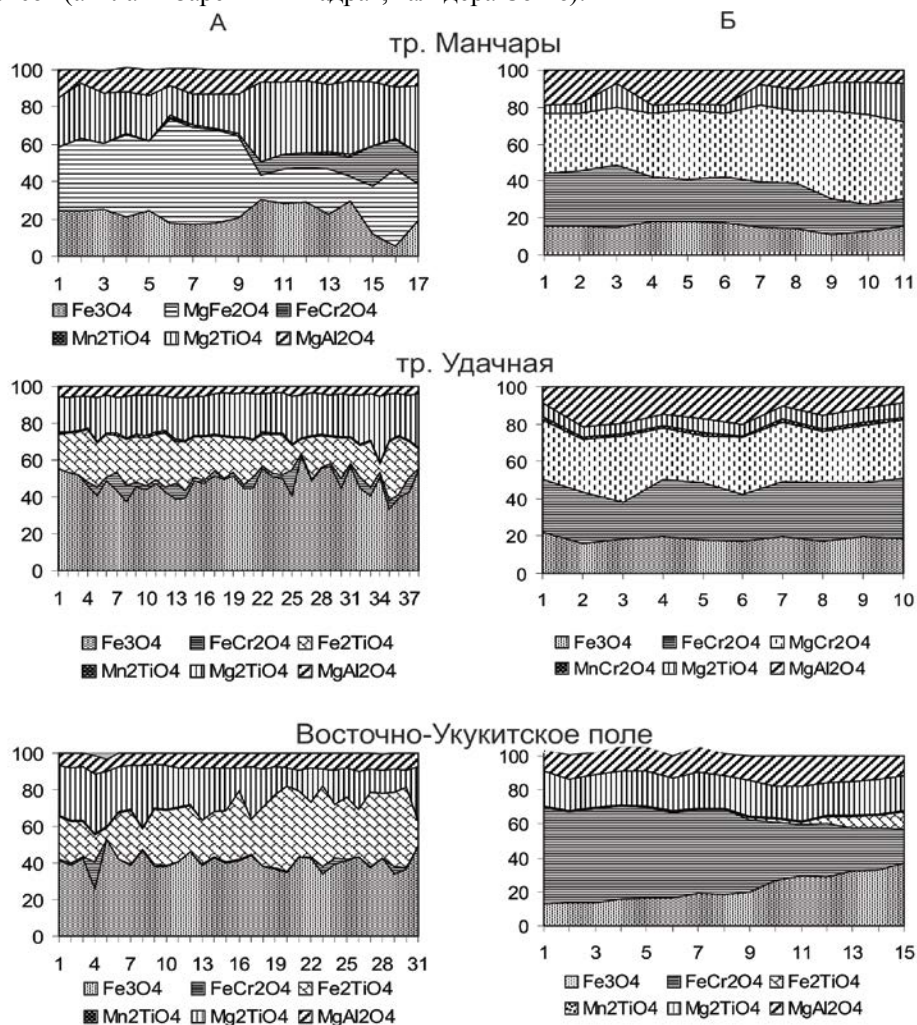


Рис. 3. Диаграммы миналов ферри- (А) и хромшпинелидов (Б) из кимберлитовой брекчии трубок Манчары, Удачная-Западная, дайки Восточно-Укукитского поля. Миналы: 1 – магнетит (Fe₃O₄); 2 – хромит (FeCr₂O₄); 3 – магнезиохромит (MgCr₂O₄); 4 – магнезиоферрит (MgFe₂O₄); 5 – марганцовистая ульвошпинель (Mn₂TiO₄); 6 – магнезиальная ульвошпинель (Mg₂TiO₄); 7– шпинель (MgAl₂O₄).

Удачная представлена двумя самостоятельными трубками, тесно сближенных в пространстве на современной дневной поверхности. Большая часть трубки **Удачная-Западная** выполнена зеленовато-серой кимберлитовой брекчией с автолитовой текстурой и высоким содержанием гранатов, среди которых альман-

дины составляют 40%, высокохромистые пиропы с содержанием Cr_2O_3 аналогичные по составу, включенным в алмазе от 10 до 16%. В трубке **Удачная-Западная** содержание алмазов крупных классов в 2-3 раза выше, чем в трубке Удачная-Восточная и выше средний вес алмазов всех классов крупности. Возможно, в составе пород исходного субстрата, при плавлении которых сформировалась данная порода, также присутствовали эклогиты, но в подчиненном количестве. Наряду с ними испытали плавление дуниты, лерцолиты, верлиты. Об их составе можно судить на основании различной степени алмазоносности, состава тяжелой фракции и химических типов гранатов, ильменитов, шпинелей.

Известно [6], что необходимым условием алмазоносности кимберлитовых пород является присутствие в связующей массе ультравысокохромистых пикрохромитов, высокохромистых пикрохромитов и среднехромистых пикроалюмохромитов. В трубке Манчары отмечается незначительное количество только вторых из них. Зёрна шпинелидов, являющиеся продуктами кристаллизации собственно кимберлитов, представлены среднехромистыми пикроферрихромитами. Эта разновидность наиболее ранних минералов основной массы характерна практически для всех неалмазоносных тел Якутской кимберлитовой провинции. Однако для шпинелидов из кимберлита трубки Манчары отмечается повышенная хромистость и магнезиальность, что сближает их с аналогами из алмазоносных тел Архангельской кимберлитовой провинции [2], и трубки Удачная. Кристаллизация остальных разновидностей шпинелидов вызвана высоким ростом окислительного потенциала среды минералообразования. На это указывает резкое увеличение в их составе количества Fe^{3+} (кимберлиты Укукитского поля)

Литература:

- 1 Алтухова З.А., Зайцев А.И. Фациальные особенности и возраст магматических пород Восточно-Укукитского поля (Якутия) // Система коренной источник – россыпь. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 27-37.
- 2, Архангельская алмазоносная провинция. Изд-во МГУ, 2000. 521 с.
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них.—М.: Мир, 1983. -- 300 с 3.
4. Мишнин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А, Алтухова З.А. Новый геофизический подход к минерагеническому районированию Сибирской платформы и перспективы алмазоносности Якутского погребенного поднятия // Литосфера 2011, №5, с. 30-52
5. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М., Наука, 1977, 292 с.
6. Foley P.S. The oxidation state of lamproitic magmas // Miner. Petrographische Mitteilungen. 1985. № 34. P 217–238.
7. Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites and Related rocks // Plenum. Publications Inc. New York, 1995.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ КВАРЦА ШИРОКИНСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Анисимова Г.С., Зайцев А.И.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

В настоящем сообщении рассмотрены первые результаты исследования изотопного состава Sr в кварце из жильных образований Широкинского рудно-россыпного узла (ШРРУ) Аллах-Юньского золотоносного района с целью уточнения вероятного источника рудного вещества в гидротермальном процессе. Ранее подобные работы решались для кварцевых жил ряда месторождений данного региона [6,7,8]. Геологическое строение, структура и минералогия руд ШРРУ были детально описаны ранее [4,5,9], а исследование Rb-Sr изотопной систематики ультракалиевых пород позволило рассмотреть некоторые вопросы генезиса формирования рудно-магматической системы узла [3].

Широкинский рудно-россыпной узел расположен на восточной окраине Сетте-Дабанского горст-антиклинория, и занимает промежуточное положение между Сеттедабанской и Аллах-Юньской металлогеническими зонами в пределах междуречья Силур-Суох (бассейн р. Аллах-Юнь). Вмещающий комплекс узла представлен карбонатными и вулканогенно-осадочными породами PZ_{1-2} , а также терригенными отложениями C_{1-2} . Здесь отмечены редкие дайки диабазов (D) и единичные выходы габбро-долеритов и ультракалиевых сиенитов. Узел известен крупными россыпными месторождениями золота р. Аллах-Юнь, ее правых притоков и находками в них алмазов (россыпи руч. Курунг и Силур) [1].

В пределах узла выделяется благороднометалльное оруденение с разнообразными типами минерализации [2]. Наиболее распространен полисульфидный минеральный тип, представленный пирит-пирротиновой, галенит-сфалеритовой (полиметаллическая) и сульфоантимонитовой ассоциациями, развитый повсеместно в минерализованных зонах дробления и кварц-карбонатных жилах. Медно-порфировый тип минерализации развит только в южной части узла в мощных кварцевых жилах, локализованных в карбонатной толще и представлен борнитовой и медно-серебряной ассоциациями. Золото-редкометалльный тип минерализации включает сульфостанновую, висмут-теллуридную и золото-теллуридную ассоциацию минералов и развит ограниченно в кварцевых жилах. Золото-серебряное оруденение представлено акантит-серебросульфосольной, гессит-Ag-Sb-сульфотеллуридной минерализациями и отмечается в кварцевых жилах на восточной границе узла.

Для установления вероятного источника жильного материала в рудах узла были изучены Rb-Sr системы кварца с оруденением различных минеральных типов. Для изотопного анализа из фракции (1-2 мм) кварца под бинокуляром

отбирались чистые зерна, которые после промывки в соляной кислоте и бидистилляте растирались в агатовой ступке в пудру. Изотопный анализ Rb и Sr проводился на масс-спектрометре МИ-1201-Т по методике опубликованной в работе [7]. Точность измерения содержаний Rb и Sr была не хуже 0,3%, а изотопного отношения Sr, анализируемого без добавления индикатора, в среднем составляла 0,05%. Содержание ^{87}Rb и ^{86}Sr в холостых опытах при проведении данной серии анализов не превышало 0,002 и 0,0035 мкг/г. Измеренные изотопные отношения Sr в эталонной пробе «Карбонат-70» составляли $0,70892 \pm 0,00003$ ($n=5$).

Результаты Rb-Sr изотопного анализа кварца приведены в табл. 1.

Таблица

Результаты Rb-Sr изотопного анализа кварца

№ пробы	Тип минерализации	Ассоциация	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{ISI}
57-АН-02	Au-редкометальный	Висмут-теллуридная	0,1277	0,3392	0,3721	0,7181	0,7173
231-ЛК-96		Сульфостана-говая	0,1111	0,3312	0,3316	0,7183	0,7176
114-АН-99	Золото-серебряный	Акантит-Агсульфосольная	0,0706	0,2394	0,2915	0,7164	0,7158
109-АН-99	Cu-порфировый	Борнит-серебряная	0,2653	6,8912	0,038	0,7184	0,7183
49-АН-95	Полисульфидный	Полимета-ллическая	0,1636	20,1477	0,008	0,7136	0,7136
66-АН-95			0,0912	0,4294			0,7120
219-ЛК-96		Сульфоантимонитовая	0,635	88,5028	0,0071	0,7115	0,7115
226-ЛК-96			0,0515	1,3172	0,0386	0,7126	0,7125

Полученные данные показывают широкий разброс значений содержания Sr в кварце (0,2394-88,5028 мкг/г), повышенная концентрация элемента отмечается у кварца полисульфидного минерального типа, при этом содержание Rb варьирует в близких пределах (0,0515-0,635 мкг/г).

Между параметрами Rb-Sr системы кварца отмечается положительная связь между содержаниями Rb и Sr ($r=0,953$) и отрицательная зависимость величины Rb/Sr отношения от их концентрации ($r=-0,495$ и $-0,529$, соответственно). Более выраженная корреляция между значениями Rb/Sr отношений в кварце и содержанием в нем Sr и менее четкая связь с содержанием Rb указывает, что величины Rb/Sr, в основном, обусловлены содержанием Sr. При гидротермальном процессе происходит доминирующее добавление Sr чем Rb, что обуславливает понижение величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в формирующемся кварце

Первичные изотопные отношения Sr имеют высокие значения и этом можно выделить две группы величин с интервалами 0,7115-0,7136 и 0,7158-0,7183

(рисунок). Это показывает, что изученная выборка кварца возможно представляет изначально два различных первичных источника для гидротермальных растворов, формирующих кварцевые жилы, которые отличались в первую очередь содержанием Sr и различными значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

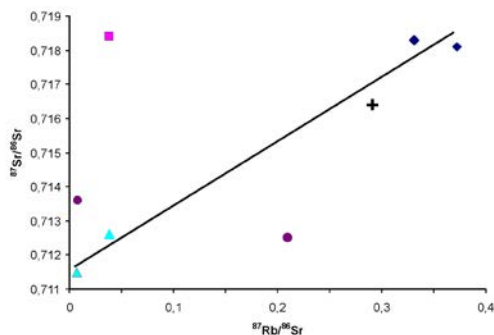


Рис. Rb-Sr изохронная диаграмма для кварца Широкинского рудно-россыпного узла: 1-5 – типы минерализации: 1- золото-редкометалльный, 2 – медно-порфировый, 3- золото-серебряный, 4 – 5 – полисульфидный: 4 – полиметаллическая ассоциация, 5 – сульфоанти-монитовая ассоциация.

Для гранитоидов Уэмляхского и Тарбаганнахского плутонов, расположенных северо-восточнее ШРПУ, значения I_0 изменяются в пределах 0,7059-0,7090 [6] для диоритов в пределах месторождения Задержнинское – 0,7075-0,7089, а для гидротермально измененных спессартитов – 0,7123-0,7142 [10]. Таким образом, высокие значения первичных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изученного кварца позволяют исключить магматический фактор в качестве источника стронция.

Для терригенных пород пермского возраста, вмещающих массивы гранитоидов, и в районе месторождения Булар их величины I_0 лежат в интервале 0,7161-0,7256 [5, 6]. Близкий первичный изотопный состав с повышенной долей радиогенной компоненты Sr (0,7133-0,7218) характерен и для гидротермальных карбонатов других месторождений Южного Верхоянья (Юр, Оночаллах) [11].

Таким образом, полученные данные по параметрам Rb-Sr систем кварца из рудных образований ШРПУ указывают, что источниками Sr и самого жильного материала являлись гидротермальный флюид, и возможно вмещающие осадочные породы рудного поля. Характерно, что для пяти точек кварца (рисунок) намечается положительный тренд зависимости между $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, который при рассмотрении его как эрохронну может оценивать возраст одного из вероятных источников гидротерм - 1265 ± 113 млн. лет ($I_0 = 0.7116 \pm 0.0004$) и происхождение флюида из подстилающих пород мезопротерозойского возраста. Для уточнения природы и источника жильного материала узла необходимы детальные исследования на более представительном материале.

Литература:

1. Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В. и др. Алмаз золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 39-41.
2. Анисимова Г.С. Признаки различных минеральных типов золотого оруденения Широкинского узла (В.Якутия) // Материалы II Всероссийской научной конференции «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». – Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С.73-75.
3. Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Заякина Н.В. Ультракалийевые породы Широкинского рудно-россыпного узла Аллах-Юньского металлогенического пояса// Отеч.геология. 2014. №5. С.89-95.
4. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Теллуриды золота и серебра в Широкинском рудно-россыпном узле (Сетте-Дабан, Якутия) // Записки РМО. 2010. № 3. С. 41–47.
- 5.Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Медьсодержащий аргиродит в Широкинском рудном узле (Восточная Якутия) // Записки РМО, 2012, № 3. С.60-68.
6. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
7. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района // Отечественная геология. 1999, № 4.. 62–65
8. Зайцев А.И., Кондратьева Л.А. Изотопный состав стронция из жильного материала Задержнинского месторождения (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 55–58.
9. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9—11.
10. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г., Травин А.В., Прокопьев А.В., Борисенко А.С. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Материалы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2010. С. 105–106.
- 11.Кондратьева Л.А., Зайцев А.И., Анисимова Г.С. Параметры Rb-Sr систем магматических пород Задержнинского золоторудного поля (Южное Вероянье) // Отечественная геология. 2011, № 5. С. 11–19.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАН-ЧАЙДАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С.¹, Соколов Е.П.²

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

g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

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

Перспективный золоторудный объект Алтан-Чайдах (Южная Якутия, Нерюн-гринский район, 300 км к востоку от г. Нерюнгри и 80 км к западу от крупного угольного месторождения Эльгинское) расположен в бассейне среднего течения р. Алгома, на площади одноименного рудного узла.

Основной структурообразующей единицей района является Тыркандинский межкратонный пояс (традиционно выделяемый как зона Тыркандинского глубинного разлома, Тыркандинская зона меланжа) север-северо-западного простирания (800×100-150 км), разделяющий Западно- и Восточно-Алданский кратоны Алдано-Станового щита. Прибортовые зоны пояса специализированы на рудное золото в зеленокаменном субстрате, зонах диафтореза докембрийско-мезозойского возраста, а также в массивах мезозойских щелочных магматитов., нижнепротерозойских отложений проточехла, платформенных осадков.

Алтан-Чайдахский рудный узел (Au, Mo, 909,5 км²) расположен в северо-восточной прибортовой зоне пояса, на площади Восточно-Алданского кратона, на западной (северо-западной) границе Токинской впадины, выполненной угленосными терригенными отложениями мезозоя (Токинский угольный бассейн). Особенности геологического строения узла определяются проявлениями мезозойского магматизма, весьма значительными по объему и площади распространения, связанными с Алтан-Чайдахской вулcano-тектонической структурой (ВТС), центральную позицию в которой занимает Нингамский плутон (г. Нингам, абс. отм. 2287 м) гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиров, сиенит-диоритов мелового возраста. Вмещающие породы - юрские песчаники, алевролиты и кристаллические образования архея, также насыщены силлами гранодиоритового и сиенит-диоритового состава, на контактах с которыми повсеместно отмечается большое количество гибридных пород. Структурный план Алтан-Чайдахской ВТС контролируется сдвига-надвиговой тектоникой, как результат взаимодействия Тыркандинского межкратонного пояса (сдвиги, сдвига-взбросы Атугейского разлома) и разнонаправленных движений тектонических пластин купольной структуры (взбросо-надвиги, взбросы Алтан-Чайдахского разлома).

Ведущими полезными ископаемыми рудного узла являются золото, молибден, выявленные во второй половине XX века якутскими геологами (В.Г. Амарский, 1984 г., В.Н. Гусев, 1984 г., В.И. Лядин, 1985 г.).

Известно 15 коренных проявлений золота малосульфидно-кварцевой формации и три относительно крупных проявления молибдена молибден-кварцевой формации (Герганда, Нингам, Сульфидный), образующих площадные штокверки по периферии рудного узла. Максимальное количество золоторудных проявлений сконцентрировано в центральной части рудного узла, в бассейне верхнего течения р.р. Алтан-Чайдах, Атугей, Нёнгро.

Рудная минерализация представлена зонами окварцевания (жилы, прожилки, «залежи» кварца), формирующих жильные зоны, линейные штокверки и отдельные кварцевые жилы, приуроченные к плоскостям взбросо-надвигов. Жилы и жильно-прожилковые зоны согласны с простираемьем вмещающих зон дробления, но падение их обычно противоположное. Мощность рудных тел от 0,2 м до 6,0 м, протяженность десятки, до сотен метров. Единичные жилы вскрыты канавами по простираемью на протяжении 200-300 м.

Наиболее высокие содержания золота отмечаются в жильных зонах, сконцентрированных в нижнеюрских терригенных отложениях, прорванных силлами порфировых дацитов. Вмещающие образования в породах фундамента представлены зеленокаменно измененными тектоническими сланцами – диафторитами. В осадочных и магматических породах – березитизированными, аргиллизированными песчаниками, порфировыми дацитами, плагиориолитами, микродиоритами и микромонцодиоритами.

По минеральному составу, геохимии и термометрии минерализация отнесена к среднетемпературным, малых и средних глубин малосульфидной золото-кварцевой формации (В.Г. Амарский, 2007г.).

Минералогические исследования последних лет внесли некоторые коррективы в составе руд. По результатам этих работ нами выделяются ранняя слабозолотоносная кварц-пирит-пирротиновая и высокозолотоносные поздние полиметаллическая и висмут-теллуридная минеральные ассоциации. Особый интерес представляют сульфотеллуриды и теллуриды Bi и сульфосоли Pb и Bi, поскольку с ними связана основная масса видимого самородного золота. Описываемые минералы представлены тетрадимитом, теллуровисмутитом, виттитом (?) и лиллианитом (?).

Таблица 1

Химический состав теллуридов Bi и сульфосолей Pb, Bi

Минерал	Te	Bi	Pb	Ag	Sb	Se	S	Сумма
Тетрадимит (10)	36,29	58,16	–	–	0,33	–	4,36	99,14
Теллуровисмутит (9)	46,61	52,47	–	–	0,50	0,29	–	99,87
Лиллианит (12)	–	34,03	49,16	3,14	–	–	14,95	101,29
Виттит (12)	–	45,62	37,84	–	–	–	15,76	99,22

Примечание: в скобках – количество анализов.

Тетрадимит, Bi_2Te_2S – распространенный минерал в рудах узла. Образует крупные аллотриоморфные выделения в кварце. Отмечается в тесной ассоциации

с самородным золотом. Тетрадимит замещается самородным золотом и оксидами Te, Bi и Fe (рис., с). В виде примеси иногда содержит Ag, Sb (табл.1).

Теллуrowисмутит, Bi_2Te_3 – распространенный минерал. Минерал образует единичные гнезда в кварце. В отраженном свете образует тесные сростания с виттитом, иногда отмечается в виде игольчатых выделений в нем и часто в ассоциации с самородным золотом (рис., b, d). Часто содержит примесь Se (табл.1).

Виттит, $Pb_3Bi_6S_{14}$. Крупные выделения минерала таблитчатой формы, часто в ассоциации с лиллианитом, теллуrowисмутитом и самородным золотом наблюдаются в кварце (рис.b, d). По краям и по трещинам замещается вторичными минералами Pb, Bi, Fe. Химический состав стехиометричен (табл.1).

Лиллианит, $Pb_3Bi_2S_6$. Встречается всегда совместно с виттитом, образует гнезда в кварце. По краям замещается арсенатами и оксидами Pb и Bi. В составе присутствует примесь Ag (табл.1).

Самородное золото – основной промышленный минерал. В ранней ассоциации видимых выделений благородного металла не обнаружено. С минералами поздней ассоциации встречается очень часто, причем отмечается в виде крупных размеров до 3-5 мм, особенно с минералами висмут-теллуридной ассоциации. Как более поздний минерал наблюдается в виде сростаний, овальных, ксеноморфных и интерстициальных выделений в галените (рис., а), тетрадимите (рис., с) и виттите (рис., d). По пробности самородное золото узла относится к среднепробному, металл висмут-теллуридной ассоциации относительно высокопробен и содержит примеси Pt, Cu и Hg (табл.2).

Таким образом, Алтан-Чайдахский узел является перспективным объектом на золото. Основная масса благородного металла связана с рудами поздней полиметаллической и висмут-теллуридной минеральной ассоциации.

Таблица 2

Химический состав самородного золота

Минеральные ассоциации	Au	Ag	Hg	Cu	Pt	Сумма	Проба
Полиметаллическая	84,02	15,54	–	–	–	99,57	843
	87,34	13,33	–	–	–	100,67	867
	85,96	13,05	–	–	–	99,02	868
	87,34	13,63	–	–	–	100,98	864
	85,68	15,02	–	–	–	100,7	851
Висмут-теллуридная	85,83	13,6	0,074	–	0,024	99,52	862
	87,05	13,03	0,149	0,014	–	100,25	868
	90,52	10,76	0,049	–	–	101,33	893
	89,83	11,03	–	0,025	–	100,89	890
	89,52	11,34	–	0,003	–	100,86	888

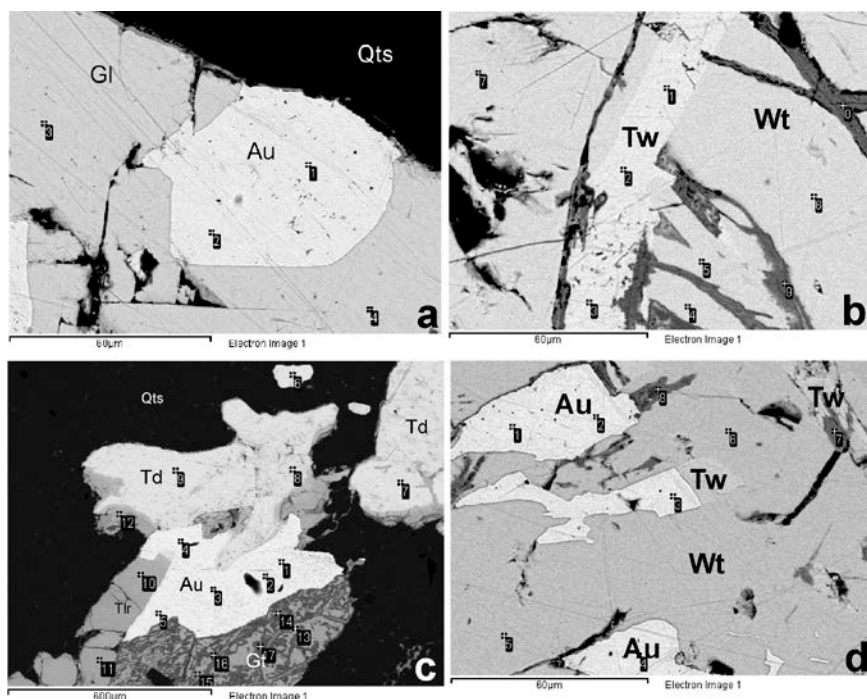


Рис. Взаимоотношение самородного золота с полиметаллической (а) и висмут-теллуридной (b, c, d) минеральными ассоциациями. (Au– самородное золото, Gl – галенит, Td – тетрадимит, Tw – теллуrowисмутит, Wt – виттит, Tlr – теллурит висмута, Gt – гетит, Qts – кварц)

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ И МИНЕРАЛОГИИ РТУТИ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Антонов А.Е.¹, Гамянин Г.Н.^{2,3}

¹*B2Gold Corporation, Canada;*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;*

³*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

Ртутная специализация является одной из характерных особенностей Восточно-Якутского металлогенического пояса. Несмотря на снижение практической ценности ртути в связи с ее токсичностью металлогеническое значение этого металла как общепризнанного индикатора глубинности рудообразующих процессов остается неизменным. Согласно Н.А.Озеровой [5], ртуть в потоке флюидов по-

ступает из мантии Земли по зонам глубинных разломов в период их активизации и участвует в формировании как рудных, так и газовых и газонефтяных месторождений.

Авторы этого доклада придерживаются концепции [1] единых сквозных океанически-континентальных минерагенических систем (СОКС), включающих рудные, в т.ч. ртутнорудные, пояса на континентах и сопряженные с ними нефтегазоносные структуры в шельфовых морях (море Лаптевых, Северное море).

СОКС Якутии включает подводный срединно-океанический хребет Гаккеля, а на шельфе – перспективную на углеводороды Западно-Лаптевскую синеклизу, отделенную от Восточно-Лаптевской антеклизы системой крупноамплитудных разломов Лазарева.

Рифтогенные структуры шельфа сопрягаются на континенте с металлогеническими зонами постаккреционного Восточно-Якутского металлогенического пояса [6]. В краевых зонах этого пояса – Нижнеянской-Селеннянской на востоке, и Екюччу-Чекурдахской, Хандыгской на западе, соответствующих ртутнорудным поясам (**Hg-1** и **Hg-2** на рис.1), локализуется основная часть известных ртутных и ртуть-содержащих месторождений числом около 40 [4].

В первом поясе выделяется крупное ртуть-сурьмусодержащее месторождение золота **Кючус**. Ртутная минерализация на нем представлена самородной ртутью, киноварью, метациннабаритом, реальгаром, аурипигментом и связана с поздними прожилками и просечками позднего микрозернистого кварца, секущими раннюю жильную кварц-пирит-арсепиритовую золоторудную матрицу. Поздний микрозернистый кварц с киноварной минерализацией по своим типоморфным признакам (содержание Li_2O – 200-400г/т; степень кристаллического совершенства - СКС – 35-45%; увеличенный объем элементарной ячейки – $V^{\circ}\text{э.я.} = 0,11314\text{\AA} \cdot 103$) относится к эпитермальным образованиям [3]. Следует отметить, что при невысоком среднем содержании ртути - 0,03 %, ее кларк концентрации (3600) выше золота (2100) - главного полезного компонента руд. Самородное золото в краевых частях зерен содержит до 30% ртути, т.е. является золото-ртутной амальгамой.

Второй ртутнорудный пояс (Hg-2) тяготеет к западной периферии Верхояно-Колымской орогенной области – к интенсивно дислоцированному Верхоянскому складчатого-надвиговому поясу. В нем выделяется детально разведанное **месторождение Звездочка** с суммарными запасами около 3 тыс. т. и высоким средним содержанием металла – около 1,5% [4]. Руды монометалльные, диккит-киноварного минерального типа, характерные для малоглубинного уровня кристаллизации.

Во втором поясе ртуть накладывается на более раннюю серебро-полиметаллическую минерализацию. В рудопроявлениях Ночное и Хачакчан в краевых зонах выделений самородного серебра примесь ртути достигает 30% (серебро-ртутная амальгама), убывающая до полного исчезновения в пределах 2-10мм по направлению к центру зерен, что явно свидетельствует о реакционных взаимодействиях поздней привнесенной ртути с серебром. Нередко в периферии

ческих частях (до 1мм) выделений пираргирита и миаргирита микрозондовым анализом также обнаруживается ртуть (до 1%).

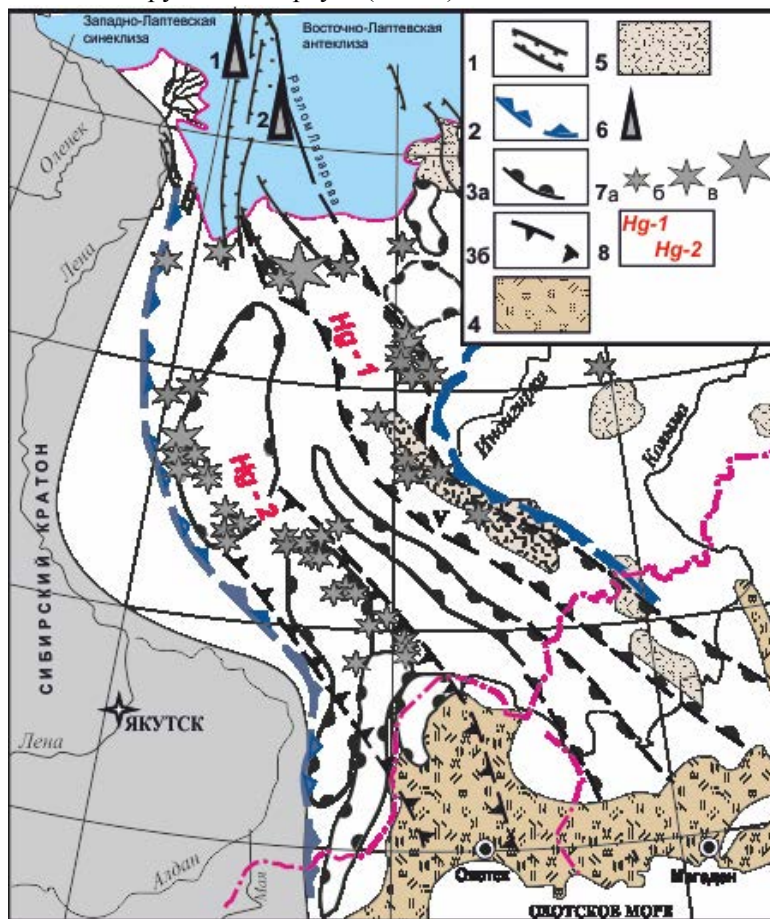


Рис. 1. Схема размещения проявлений ртути ВЯМП.

1 – рифтогенные структуры, 2 – границы постааккреционного апт-позднемерелового Восточно-Якутского металлогенического пояса, 3 а - металлогенические зоны, 3 б - Нежданинско-Хаканджинский структурно-металлогенический тренд; 4 – Охотско-Чукотский окраинно-континентальный позднемереловый вулканический пояс, 5 – вулканические пояса юрского возраста, 6 –перспективные нефтегазоносные области (1 - Западно-Лаптевская, 2 - Центрально – Лаптевская), 7- ртутные и ртуть-содержащие месторождения (а-мелкие, в т.ч. рудопоявления; б-средние, в-крупные; 8 - названия ртутнорудных поясов (Hg-1, Hg-2)

Вслед за Н.А.Озеровой, мы полагаем, что могло иметь место неоднократное поступление из глубинных источников, отложение и переотложение такого подвижного металла как ртуть («ртутное дыхание Земли»). В настоящее время мы наблюдаем продукты заключительного этапа кристаллизации ртутных минералов, который значительно моложе золоторудного и серебро-полиметаллического.

Можно заключить, что охарактеризованные ртутнорудные пояса являются «маркерами» наиболее глубинных зон ВЯМП, коррелирующих с главными рифтовыми структурами Западно-Лаптевской синеклизы континентального шельфа и всей Гаккель-Лаптевоморско-Восточнаякутской сквозной океанически-континентальной минерагенической системы. По мнению авторов, эти зоны весьма перспективны для дальнейшего выявления крупных месторождений цветных и благородных металлов, а также нефти и газа. Учитывая, что ртутное оруденение по времени своего проявления позже золоторудного (140-120 млн. лет) и серебро-полиметаллического (100-90млн. лет), а также глубинный источник ртути и приуроченность его зонам глубинных разломов следует признать повторную молодую активизации сквозной океанически-континентальной минерагенической системы.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 14-17-00465

Литература:

1. Антонов А.Е. Минерагения сквозной океанически-континентальной системы Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всеросс. научно-практической конференции. Якутск. 2012. Том 1. С. 21-26.
2. Галкин М.А. Ртутная формация Якутии // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. С.302-308.
3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. М. ГЕОС. 2001. 221с
4. Карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия). Масштаб 1:1500000. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 148 с.
5. Озерова Н.А. О ртутной дегазации Земли. В сб.: Система Планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). М., 2004. С. 68.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Отв. ред М.И.Кузьмин, Л.М.Парфенов. 2001. 750 с.

РУДОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЧУКОТСКИЙ АО)

Артемьев Д.С., Молчанов А.В., Терехов А.В.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

Майский рудный узел расположен в Центрально-Чукотской металлогенической области. В геологическом строении участвуют терригенные отложения триасового возраста, объединенные в две формации: аспидную и флишоидную. Отложения аспидной формации представлены толщей сланцев и филлитов, а также пачками кварц-плагиоклазовых и туфогенных песчаников, смятых в складки.

Мощность вещественного состава формации варьирует от 1000 до 1500 метров. Эта формация слагает крупные и мелкие антиклинальные поднятия. В данном случае она обнажается на поверхности в горстах Ичугеевского поднятия. Осадочные отложения повсеместно прорывают силлы, дайки и штоки диабазов и габбро-диабазов; они указывают на активность магматических процессов в нижнем – среднем триасе [8,5,6].

Следующая, флишеидная формация сформировалась в верхнем триасе. Ее отложения в пределах синклинальных прогибов (Паляваамский) представлены пачками чередующихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев при резком преобладании тонкозернистых разностей пород. На крыльях антиклинальных поднятий (Куульское, Ичугеевское, Эльвеевское) в значительной степени развиты кварцевые, полевошпатово-кварцевые и граувакковые песчаники. Возраст отложений подтвержден морской фауной. Общая их мощность не превышает 3000 м.

На границе палеозойского и мезозойского этажей Чукотского геоблока (в первой половине раннего мела) в связи с поздне- и постаккреционными процессами сформировались глубинные магмоподводящие северо-западные и поперечные северо-восточные разломы шовного типа, вертикального и пологого залегания. По этим разломам произошло внедрение Кукенейского гранитоидного массива, занимающего центральное положение в Майском рудном узле. По данным [4], изотопный возраст массива составляет 120-100 млн. лет. По результатам исследования образцов гранитоидов Кукенейского массива, собранных автором, полученным в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» на приборе SHRIMP II возраст магматической кристаллизации пород является нижнемеловым – 108,5 млн. лет.

В пределах Майского рудного узла распространены месторождения разных рудных формаций: касситерит-сульфидные (Кевеевское, Кукенейское), золото-серебряные (Промежуточное, Сильное) и золотосульфидное месторождение вкрапленных руд – Майское. В обобщенном виде структура месторождения, занимающего площадь около 6 км², представляется в виде дислоцированной брахи-антиклинали, осложненной майским горстовым выступом. Осадочные породы осложнены мелкой складчатостью разных порядков, наиболее интенсивной в центральной и северо-восточной частях. Разрывная тектоника проявлена многочисленными трещинами северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений.

Вмещающими породами месторождения являются терригенно-осадочные отложения кевеевской свиты, смятые в складки различного порядка, а так же субвулканические крутопадающие дайки кислого состава, имеющие субширотное простирание, представленные гранит-, фельзит-порфирами и лампрофирами.

Все рудные тела месторождения приурочены к субмеридиональным, крутым северо-восточным разрывным структурам субсогласным с генеральным направлением складчатости, имеющим восточное падение. По условиям залегания вы-

деляются крутопадающие рудные тела с падением 65-85° несогласные с залеганием субвулканических даек, и пологие (45-60°), согласные залеганию дайкового комплекса.

Рудообразование связано с гидротермально-метасоматической проработкой осадочных и интрузивных пород на первой стадии кислыми растворами, при температуре в 250-300° и высоком давлении. В результате образовались полости выщелачивания с перекристаллизацией среднезернистого кварца в гранулированный. Кроме того, произошло заполнение высокобарическим дикситом полостей и трещин. На следующем этапе последовало понижение давления и температуры растворов до 250-150° (в среднем 210°) при смене кислых условий на щелочные, о чем свидетельствуют высокие содержания оксидов натрия и калия в продуктивных зонах. Каждая последующая стадия образования метасоматитов и оруденения происходила на меньшей глубине от земной поверхности. В результате указанных метасоматических процессов были образованы породы, по химическому и петрографическому составу сходные с березитами, а так же основная часть рудного вещества – тонкодисперсное золото.

В ходе работы установлена прямая корреляция золота с молибденом, мышьяком, таллием и иногда с сурьмой. Золотое оруденение образует парагенезис с сульфидами железа и мышьяка. По данным [2] содержание золота в мышьяковистом пирите в среднем составляет 60 г/т, а в арсенопирите – 660 г/т. Так же им удалось выявить отдельные кучные скопления округлых включений самородного золота размером от 0,3 до 0,03 мкм. Важно отметить, что для вкрапленной минерализации рассматриваемого месторождения не характерны изменения состава и структурно-морфологических особенностей по простиранию и с глубиной.

Самородное золото сформировалось на заключительном этапе рудообразования и контролируется кварц-антимонитовыми жилами с брекчиями осадочных пород. Участки с видимым золотом приурочены к рудным столбам, где его содержания достигают сотен грамм на тонну. Самородное золото в этой ассоциации крупное, размеры выделений достигают 1-2 мм, имеет комковатую, каплевидную форму, образует спорадические скопления и гнезда в центральных частях и альбандах кварц-антимонитовых жил. Сидоров А.А. в своей работе [8] отмечает высокую пробность видимого золота – 920-950.

Схема эволюции рудоподготовительных и рудообразующих процессов Майского рудного узла заключается в следующем:

1. Активизация глубинных региональных разломов и заложение новых разноориентированных разрывных нарушений, региональный метаморфизм терригенно-осадочных толщ с образованием кварц-пиритовой ассоциации.
2. Внедрение вдоль ослабленных зон даек лампрофиров, гранит-порфиров и фельзит-порфиров с образованием редкометальной минерализации.
3. Метасоматическая проработка вмещающих пород и формирование промышленной пирит-арсенопиритовой минерализации с тонкодисперсным золотом.

4. Образование секущих кварц-антимонитовых жил с самородным золотом и мышьяком.

Литература:

1. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. М., ИГЕМ РАН; Магадан, МВКНИИ ДВО РАН, 2006.
2. Гаврилов А.М., Плешаков А.П. и др. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд//Сов. Геология. 1982. №8.
3. Городинский М.Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан. 1963.
4. Загзурина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., Наука. 1977.
5. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М., Научный мир. 2006.
6. Лугов С.Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат. 1962.
7. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М., ЦНИГРИ. 1999.
8. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., Наука. 1966.

**ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ ШАБЛОН-КАЛИБРАТОРА
НА СОСТОЯНИЕ СТВОЛА СКВАЖИН В НЕУСТОЙЧИВЫХ
ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

Атласов Р.А., Скрыбин Р.М., Туги Э.Р., Иванов А.Г.,

Николаева М.В., Бердыев С.С.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Басов А.А. в своей работе «Совершенствование технологии формирования ствола газовой скважины для повышения ее эксплуатационной надежности» описал механизм работы шламового калибратора при бурении скважин Северо-Ставропольского ПХГ [1]. Взяв алгоритм его исследования за основу авторами была проведена работа по определению эффективности применения шаблон-калибратора в условиях многолетнемерзлых и неустойчивых глинистых пород на Чаяндинском нефтегазоконденсатном месторождении.

Похожие по конструкции различные вариации, калибрующих ствол скважины устройств применяются буровиками по всей стране. В данной статье рассмотрен разработанный в СВФУ имени М.К. Аммосова шаблон-калибратор – ПМ 147344.

Данное устройство позволяет объединить процесс проработки и шаблонировки ствола скважины. Обладая тем же диаметром что спускаемая обсадная колонна, шаблон-калибратор крепится над наддолотным переводником в составе компоновки низа бурильной колонны. Помимо проработки ствола скважины перед спуском обсадных труб устройство применимо при проработке ствола скважины перед геофизическими исследованиями скважины, испытанием пласта в бурильных трубах, а также в бурении.

При вращении в скважине шаблон - калибратор (не обладая режуще-скалывающими свойствами стандартного лопастного или шарошечного калибратора) разминает, раздавливает и истирает своим корпусом неровности и уступы на стенках скважины, что значительно снижает кавернообразование.

Шаблон - калибратор при бурении выполняет следующие функции:

- добавляет вес на долото, для ускорения процесса бурения;
- добавляет вес к компоновке низа бурильной колонны, для снижения колебаний при роторном бурении;
- снижает маятниковый эффект – долото работает на забое с меньшими отклонениями от вертикали;
- обеспечивает стабилизацию долота для сохранения контура забоя и направления ствола скважины.

Таблица

Влияние шаблон-калибратора на кавернозность ствола скважины

№№ Скважины	Диаметр шаблон-калибратора, мм	Кавернозность
321-63	324 245	1,16 1,07
321-42	324 245	1,2 1,23
321-62	324 245	1,22 1,04
321-66	324	1,17
321-67	324	1,11

В 2013г на скважине №321-59 Чаяндинского НГКМ сервисной компанией «Baker Hughes» для отбора керна с интервала 1710-1770м в осложненный ствол скважины была спущена компоновка, имеющая в своем составе три лопастных калибратора и керноотборочный снаряд «Security DBS». Стенки скважины были не стабильны, периодически происходили осыпи. Произошел прихват инструмен-

та. Аварийные работы результатов не принесли и в последствии был забурен второй ствол. Проведенное по факту данного инцидента расследование, помимо ряда технологических нарушений, способствовало изучению вопроса эффективности применения различных типов калибрующих устройств, для конкретных геологических условий месторождения [2].

Были проведены анализы данных кавернограмм, они показали что, сформированный с применением шаблон-калибратора ствол скважины характеризуется малым количеством каверн, максимальный диаметр имеющихся каверн, как правило, не превышает 250 мм. На базовых скважинах, пробуренных без калибратора либо с применением калибратора лопастного типа, диаметр каверн достигает 300-600 мм. Среднее значение коэффициента кавернозности по стволу этих скважин составляло 1,3.

Устройство применимо при бурении в осложненных геологических разрезах представленных мергелями, доломитами, аргиллитами, известняками, солями, алевролитами и песчаниками. Также, хорошо себя зарекомендовало при размывах устья и стенок скважины, сужении ствола скважины в интервалах залегания гипсов и кавернозных доломитов, осыпях и обвалах стенок скважины, поглощениях и т.д.



а) схема устройства б)

*изготовленное по чертежам устройство
(скв.321-63 Чаяндинское НГКМ)*

Рис. Шаблон-калибратор

Устройство прошло конструкторскую проработку в деталях и испытано в ОАО «Ленанефтегаз» и ООО «Восточно-Сибирская буровая компания». Устройство и технология успешно применяется компанией ООО «Газпром бурение» ф. «Краснодар бурение» на Чаяндинском НГКМ.

Литература:

1. Диссертация на соискание ученой степени кандидата наук на тему «Совершенствование технологии формирования ствола газовой скважины для повышения ее эксплуатационной надежности», 2007г, Басов А.А.
2. Акт расследования №447/10 от 11.10.13г.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА "ЯКУТИТОВ" И ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Афанасьев В.П., Елисеев А.П.

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

1. Проведенные нами сравнительные исследования якутитов и внутрикратерных импактных алмазов (оптические свойства, изотопный состав, газовая хроматография, КР-спектроскопия, рентгеноструктурные исследования, в т.ч. с помощью синхротронного излучения) позволяют сделать вывод об их полной аналогии; это дает основание утверждать, что якутиты являются продуктами дальнего закратерного выброса в момент попигайского события. Гипотеза об эндогенном происхождении якутитов, которую проводят некоторые исследователи, требует дополнительного привлечения и обоснования огромного количества других гипотез: обоснование возраста коренного источника якутитов (а по фактам они обнаружены только в аллювиальных и террасовых россыпях и в древних коллекторах отсутствуют); обоснование типа коренного источника (полная неясность); обоснование возможности мартенситного перехода графита в наноразмерный композит углеродных высокобарических фаз (полная неясность: в природе это не установлено, равно как и тип коренного источника, способного обеспечить мартенситный переход); разнос в радиусе более 500 км (полная неясность); типы и характер сопутствующих минералов и много других гипотез, аранжирующих гипотезу об эндогенном происхождении якутитов, поэтому данная гипотеза мало вероятна.

2. Распространенность якутитов только в восточных – юго-восточных румбах от Попигайского кратера следует относить к артефактам. Впервые якутиты были обнаружены в россыпи реки Эбеях в 60-е годы прошлого века после того, как при обогащении стали применять жиры для улавливания несветящихся в рентгеновском излучении алмазов, главным образом V – VII разновидности и кубоидов. С тех пор якутиты находили только там, где проводилось крупнообъемное обогащение на обычные алмазы, а именно в Анабарском районе и южнее Анабарского щита; специализированных поисков якутитов не проводилось. Естественно, что в Красноярском крае в западных румбах от кратера, где нет призна-

ков обычной алмазной россыпной алмазоносности, крупнообъемного обогащения на алмазы не проводилось и якутиты не были найдены. Но это совсем не означает, что их там нет.

3. Исходя из того, что якутиты являются продуктами дальнего закрайного выброса в момент импактного события, можно ожидать их отличия от внутрикратерных образцов по причине того, что в момент выброса якутиты претерпели закалку, а внутрикратерные отжигались достаточно долго по мере остывания тагаметового расплава. Пока обнаружены следующие признаки этих различий: а) для внутрикратерных образцов характерно наличие оптически активных центров NV и N₃V, характерных для кубической алмазной фазы и требующих для своего образования возможностей диффузии, которая обеспечивается отжигом, тогда как в якутитах эти центры отсутствуют, что свидетельствует о закалке в момент выброса; б) рентгеновскими исследованиями с помощью синхротронного излучения в якутитах обнаружена фаза, промежуточная между лонсдейлитом и кубическим алмазом, которая может быть сохранена при закалке (материалы обрабатываются).

4. Силикатные пленки на выделениях якутитов нами интерпретируются как остатки силикатного расплава, застывшие на якутитах в момент их выброса. Гидроокислы железа на поверхности якутитов – диагенетический продукт, сформированный в россыпи.

ВАРИАЦИИ СТРОЕНИЯ МАНТИЙНОГО КИЛЯ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ И ГЕОХИМИИ

**Ащепков И.В.¹, Бабушкина С.А.², Смелов А.П.²,
Владыкин Н.В.³, Биллер А.Я.², Костровицкий С.И.³**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*

³*Институт геохимии СО РАН, Иркутск*

По концентратам кимберлитовых трубок Севера Сибирской платформы [5,6,8,10,11] с помощью гранатовой, хромитовой, ильменитовой и пироксеновой мономинеральной термобарометрии [1–3] получены РТХФО2 – для отдельных трубок и кимберлитовых полей, начиная от Харамайского поля через Анабар и СВ Прианабарье, Куранахское, Западно-Укукитское, Огонёр-Юряхское, Толуопское и Куойкское поля до прибрежных коллекторов в 600 км от устья р.Лена [2]. Кимберлиты относятся к трем основным этапам – верхнедевонскому (350-360 млн.л) Западно-Укукитское, Огонёр-Юряхское, Толуопское поля [12], ниже-

триасовому (которые преобладают) и юрскому – Куойкское, отдельные трубки Молодо и других полей. Для мантийных разрезов под трубками 1-го, девонского этапа (тр. Ленинград, Аэромагнитная, Ивушка и др.), характерна мощная резко слоистая мантийная литосфера (МЛК).

Гранатовый тренд $P\text{--}Fe\#$ (0.07–0.1) обнаруживает извилистость без существенного наклона и излом особенно вблизи 4 ГПа (рис. А, Б).

МЛК под нижнетриасовыми трубками немного редуцирована и термально возбуждена снизу до 5 ГПа (рис. В, Г), а также в верхней части в интервале 1–3 ГПа, соответствующему области выплавления базальтов, где резко увеличивается железистость, которая в нижней части растет постепенно. Для многих трубок верхнеюрского этапа характерны преобладающий уровень захвата включений начиная с 4 ГПа и высокая термальная неоднородность верхней части разрезов (рис. Д, Е).

Нижние горизонты МЛК реконструируются по мегакристам и спорадическим пироксенитам. Нельзя утверждать, что произошла редукция МЛК за время между отдельными этапами. Скорее имели место гребневидные поднятия метасоматизированной и магматически замещенной МЛК и локализация очагов на уровне пироксенитовой линзы [6]. Специфические пироксенитовые тренды пиропов [6] из трубок триасового и юрского этапов отвечают области фильтрации гибридных плюмовых расплавов. Возможно, что такая фильтрация осуществлялась вблизи магмаводов или в пределах проницаемых зон. В юрский период области магнезотделения и захвата включений смещались к границе алмаз – графит и пироксенитовой линзе.

Сравнение разрезов МЛК отдельных блоков Прианабарья показывает их серьезные различия даже между участками, соответствующими отдельным полям. Еще более серьезные различия характерны для отдельных террейнов, которые хорошо заметны на локальных и глобальных траверсах сконструированных с помощью аппроксимаций в программе Surfer [2].

В целом для Прианабарья отмечается резко истощенная литосфера с отдельными гнездами гранатов и пироксенов в оливиновых перидотитах за счет регенерации расплавами. Однако количество пироксенитов и эклогитов высоко в средних (и нижних) частях разрезов, а верхняя часть МЛК резко обогащена пироксенитами (а перидотиты литофильными компонентами).

Низкая алмазоносность верхнедевонских трубок Ленинград, Аэромагнитная и др. обусловлена тем, что нижняя часть мантийной колонны многостадийно инъецирована окисленными протокимберлитовыми расплавами.

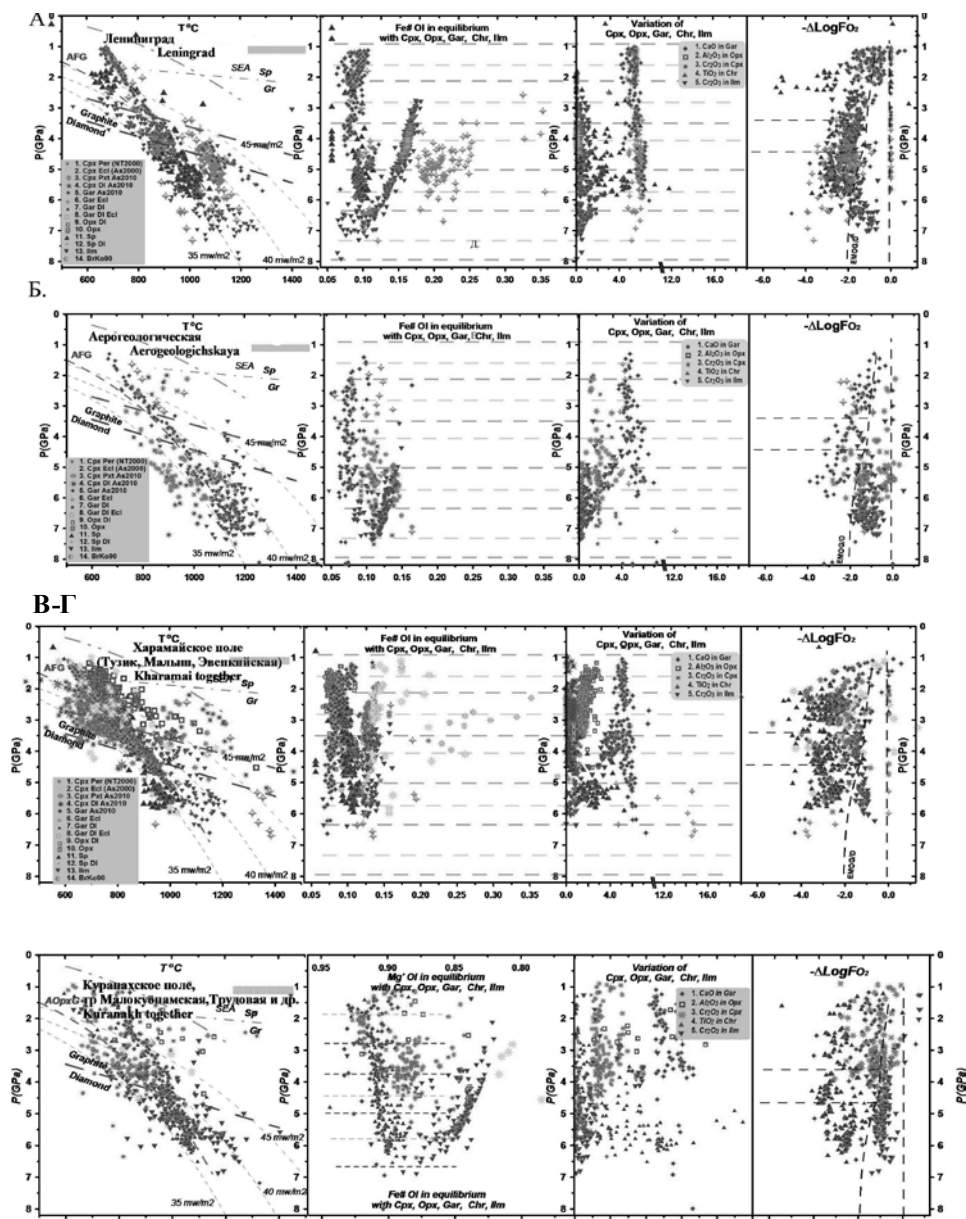


Рис. Строение мантийной литосферы под позднедевонскими (А – Западно-Укуитское, Б – Огонер-Юряхское поля) и раннетриасовыми (В – Харамайское, Г – Кура-нахское поля) кимберлитовыми трубками: Условные знаки: РТ оценки по минералам: 3. 1. Клинопироксен (Срх) 1. Для перидотитов ТР [6]; 2. Т°C [6] – Р(ГПа) [1]; 3. – Т°C [6] – Р(ГПа) [1] для эклогитов; 4. То же для пироксенитов 4. То же для включений в алмазах. Гранат (Gar) (мономинеральные методы) – 5. Т°C [7]-Р (ГПа) [1], 8. - То же для включений в алмазах, 9. Хромит Т°C [6]- Р(ГПа) [1]; 10. То же для включений в алмазах; 11.Т°C [14] - Р (ГПа); [39] Ильменит (Ilm) [13]- Р (ГПа)[1].

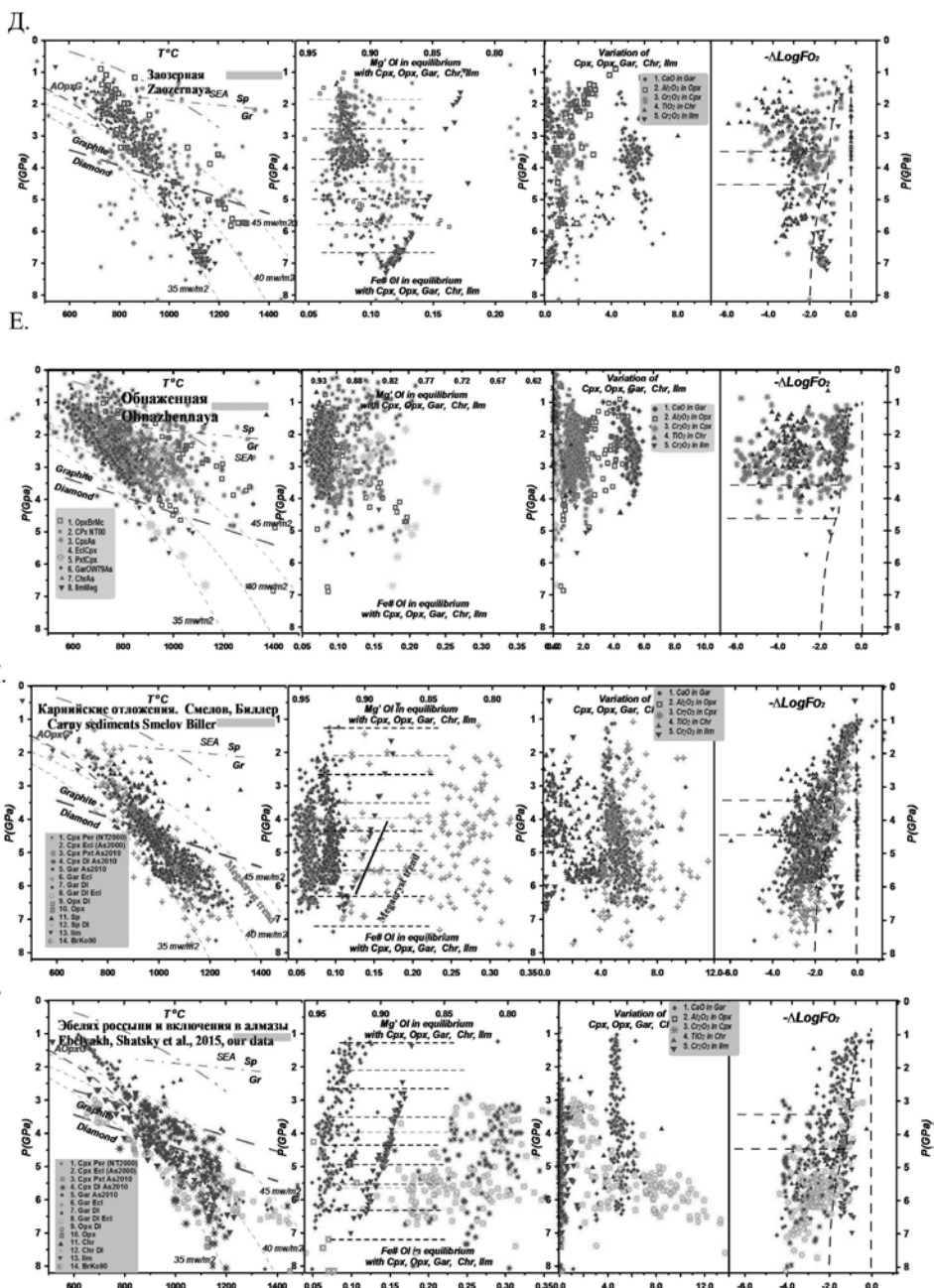


Рис (продолжение). Строение мантийной литосферы под: Д–Е – позднеюрскими кимберлитовыми трубками Куойкского поля; Ж – Эбеляхского поля с привлечением данных по включениям в алмазах [11]; З – прибрежному коллектору карнийского возраста. Условные обозначения Р–Т оценок по минералам см. выше.

Мантийная литосфера в Эбеляхском районе [7], реконструированная по минералам-спутникам из россыпей и опубликованным составам включений в алмазах, по основным признакам типична для девонского этапа (рис. Ж, З). Обильные экологитовые включения в нижней и соседней части разреза (МЛК) позволяют предполагать, что в данном районе широко распространены регенерированные плюмовыми расплавами в девоне экологиты, представляющие специфические магматические тела. Расплавы, выносившие их на поверхность вероятно – лампроиты или специфические лампрофиры [11] или карбонатиты, которые могут не диагностироваться обычными геофизическими методами.

Реконструкция мантийной литосферы по спутникам из Карнийских прибрежных коллекторов моря Лаптевых [4] предполагает девонский источник или вынос минералов из МЛК, не подверженной переработке плюмовыми расплавами, в пермотриасе. Широкое распространение экологитов в нижней части разреза является благоприятным фактором алмазоносности.

Работа выполнена при поддержке гранатов РФФИ 05-05-64718, 03-05-64146; 11-05-00060; 11-05-91060-PICS и совместных проектов ИГМ СО РАН с компанией АЛРОСА 77-2, 65-03, 02-05.

Литература:

1. Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., et al. 2010. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*. 485. P. 17–41.
2. Ashchepkov I.V., Vladykin N.N., Ntaflou T., et al. Layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian Craton: Modeling using thermobarometry of mantle xenolith and xenocrysts *Tectonophysics*. v. 634. P. 55–75.
3. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ntaflou T., et al. 2013a. Regularities of the mantle lithosphere structure and formation beneath Siberian craton in comparison with other cratons. *Gondwana Research*. 23. P. 4–24.
4. Biller A.Ya., Smelov A.P. Eclogitic garnets from Upper Triassic diamondiferous sedimentary-volcanogenic deposits, northeastern Siberian platform // 14th GeoConferences on Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining. Conference Proceedings. 17-26 June, 2014. Albena, Bulgaria. V. 1. P. 63–70.
5. Kostrovitsky S.I., Morikyo T., Serov I.V., et al. Isotope-geochemical systematics of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform // *Russian Geol. Geophys.* 2007. v. 48. № 3. P. 272–290.
6. Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Kuligin, S.S., Shimizu, N., 1999. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume*. P. 690–707.
7. Shatsky, V.S., Zedgenizov, D.A., Ragozin, A.L., Kalinina, V.V. 2015. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds. *Gondwana Research*.

8. Sobolev, N.V., Logvinova, A.M., Zedgenizov, D.A., et al. 2004. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study. // *Lithos*. 77. 225–242.

9. Sobolev, N.V., Sobolev, V.N., Snyder G.A., et al. 1999. Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds. // *Int Geol .Rev*. 129 –140.

10. Taylor W.R., Kammerman M., Hamilton R. 1998. New thermometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite and chromium spinel-bearing peridotitic assemblages. // 7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts. Cape town. 891-901.

11. Бабушкина С.А. Типоморфизм гранатов трубки Запретная // *Разведка и охрана недр*. 2013. № 12. С. 13–16.

12. Зайцев А.И., Смелов А.П. 2010. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. 105 с.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

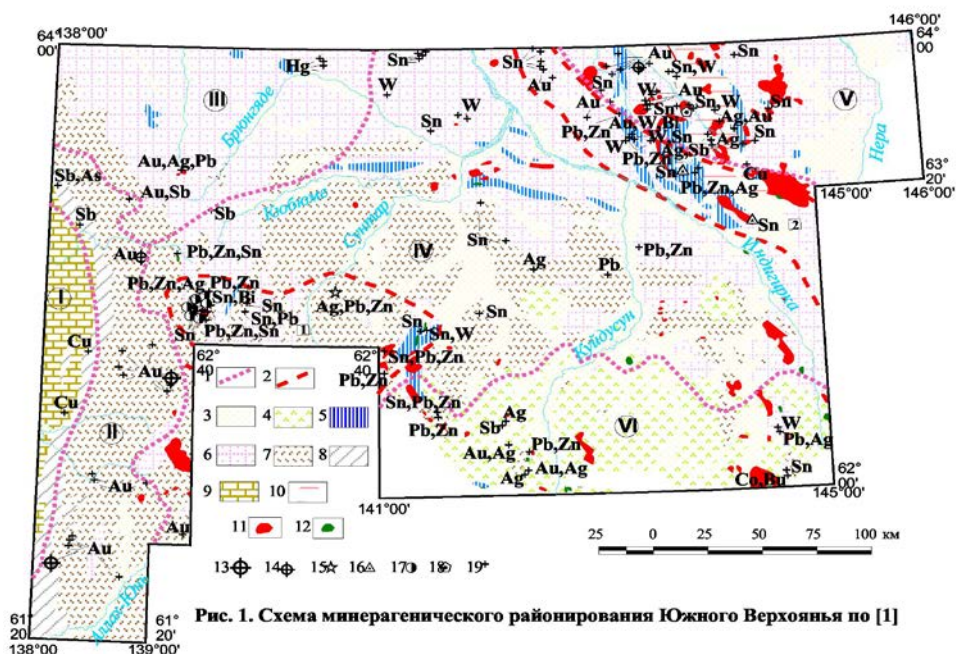
**Бабкина Т.Г., Бузикова О.Г., Канаева В.Э., Корякина М.А.,
Халипова В.А.**

ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», г. Якутск

Центральной поисково-съёмочной экспедицией ГУГГП «Якутскгеология» завершено составление Государственной гравиметрической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (листы Р-54-I÷XII, XIII, XVII÷XIX, Р-55-I, II, VII, VIII). Территория листов охватывает зону сочленения Верхояно-Колымской металлогенической провинции с Охотско-Чукотским рудным вулканоплутоническим поясом. Здесь совмещены традиционные для провинции виды оруденения в связи с орогенными гранитоидами (золото, олово, вольфрам, полиметаллы, ртуть) и вкрапленные в кислых вулканитах золото, серебро, теллур.

На рисунке 1 показаны главные структурно-минерагенические зоны, выделенные по результатам поисково-съёмочных площадных исследований (Сетте-Дабанская, Аллах-Юньская, Брюнгандинская, Юдомо-Кулинская, Яно-Колымская и Куйдусунская) [1]. Из них лишь первые две контрастно выражены в неоднородностях структуры поля силы тяжести (рис. 2 –тональная отмывка гравитационного рельефа). Это обусловлено более высокой плотностью наземных наблюдений в сравнении с примыкающей территорией. Для последней характерен монотонно-однородный рисунок изоаномал в северо-западной части Юдомо-Кулинской и в Брюнгандинской зонах. В противоположность этому гравитационное поле вос-

точной части Юдомо–Кулинской и примыкающей с юга Куйдусунской зон значительно дифференцировано, что типичное для складчатых дислокаций мезозоид с интенсивным развитием не вскрытых эрозией гранитоидных интрузий.



1 - границы металлогенических зон, обозначенных римскими цифрами в кружочках; 2 - границы рудно-россыпных зон (районов), обозначенных арабскими цифрами в квадратах; 3-9 – области распространения рыхлых четвертичных отложений (3), меловых вулканитов (4), юрских (5), триасовых (6), пермских (7), каменноугольных (8) преимущественно терригенных отложений и существенно карбонатных раннепалеозойских пород (9); 10-12 – выходы дацитов Сарычевского субвулкана (10) и магматитов преимущественно кислого состава (11) и повышенной основности (12); 13-18 – крупные и 14-18 – мелкие месторождения золота (13, 14), серебра (15), олова (16), полиметаллов (17), вольфрама с оловом (18), 19 – проявления полезных ископаемых.

Названия и специализация металлогенических зон по [1]: I – Сетте-Дабанская РЗ;

К/медь, ангидрит, гипс (золото); II – Аллах-Юньская С2-Р1-2; К/золото; К/сурьма, мышьяк, свинец, вольфрам, молибден, серебро; III – Брюнгандинская К/золото, сурьма; К-КЗ/ртуть; IV – Юдомо-Кулинская К/олово, свинец, цинк, серебро, вольфрам (молибден, золото, сурьма, бериллий, мышьяк, висмут, медь); V – Яно-Колымская Р2-Ј2; Ј3-К/золото, олово, свинец, цинк, вольфрам (сурьма, висмут); VI – Куйдусунская К/ золото, серебро, молибден, медь, марганец (олово, вольфрам, свинец, цинк, кобальт, висмут, редкие земли, камни поделочные и технические). Названия рудно-россыпных зон (районов) и их специализация по [1]: 1 – Сунтаро-Юдомская (олово, серебро, свинец, цинк), 2 – Тас-Кыстабытская (олово, свинец, цинк, серебро, вольфрам, висмут)

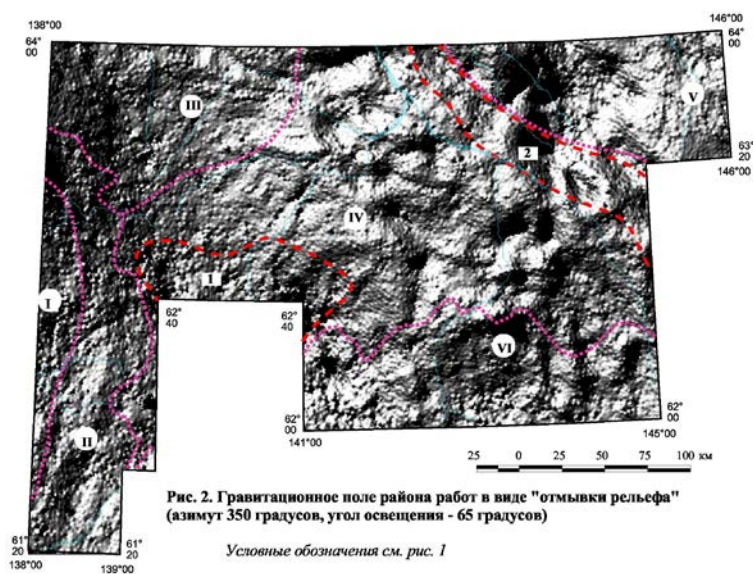


Рис. 2. Гравитационное поле района работ в виде «отмывки рельефа»

Металлогеническая специализация восточной части Юдомо-Кулинской зоны (полиметаллы, молибден, олово, вольфрам, сурьма, мышьяк) связана с воздействием высокотемпературных процессов при повышенной роли контактового метаморфизма. В полосе влиян промышленного руд

Перспективы серебряного и золотого оруденения западной части рассматриваемой зоны предположительно связаны с мелкими магматическими телами повышенной основности (диориты, гранодиориты), для оконтуривания которых рекомендована постановка современной крупномасштабной аэромагнитной съемки.

Структурное районирование поля силы тяжести открывает дополнительные возможности прослеживания рудоносных таксонов по их генеральному простиранию (Тас-Кыстабытская рудно-россыпная зона и Сунтаро-Юдомский рудно-россыпной район) из детально изученной и опоискованной территории Магаданской области в относительно слабо исследованную часть Южного Верхоянья. Ведущей операцией служит картирование контактов фрагментов земной коры с различным устройством глубинного строения (по корреляции петроплотностных характеристик скрытого разреза). Надежность этой процедуры заметно повышает визуальное преобразование изображения поля силы тяжести с тональной отмывкой уровня фона с вычленением участков сгущения изоаномал.

Таким образом, использование дополнительных свойств гравитационного поля (рисунок изоаномал, уровень, морфология неоднородностей и др.) расширяет возможности металлогенического прогноза территорий с различным геологиче-

ским устройством (складчатая область мезозойд, окраино-континентальный вулканоплутонический пояс) при обязательной синхронизации процессов обработки геологических и геофизических данных.

Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия) масштаба 1:1 000 000. Р-54, 55, О-55. Объяснительная записка. Карта полезных ископаемых. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999.

ПРОБЛЕМЫ ЦЕМЕНТИРОВАНИЯ СКВАЖИН В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Бердыев С.С., Скрыбин Р.М., Туги Э.Р., Атласов Р.А.,

Иванов А.Г., Николаева М.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В процессе строительства нефтяных и газовых скважин особую важность имеет качественное цементирование, поскольку от этого зависит их длительная и безаварийная эксплуатация. Однако в условиях многолетнемерзлых пород процесс крепления скважин сопровождается рядом трудностей.

Замечено, что при низких температурах качество цемента также снижается. Это обусловлено тем, что в данных условиях приостанавливается гидратация, а также разрушается структура цементного камня. Решением может стать введение противоморозных добавок, повышающих морозостойкость и прочность цемента. Например, калийно-щелочная добавка $K_2CO_3 + KOH$, чьим основным преимуществом перед противоморозными добавками на основе хлоридов является отсутствие коррозии обсадных труб. Также рекомендуется снижать водоцементное соотношение до 0,4-0,45 [2].

Распространенной проблемой является преждевременное замерзание тампонажного раствора, то есть до завершения реакции схватывания. Помимо того же применения ПМД, в качестве решения предлагается поддержание определенных тепловых условий. Установлено, что обычные цементы могут применяться, если температура цементного раствора будет поддерживаться в пределах 4,4-7,2 °С. Для этого можно либо повысить температуру промывочной жидкости, либо предварительно нагреть небольшой слой пород вокруг скважины непосредственно перед цементированием обсадной колонны. Однако, данный метод актуален только для устойчивых многолетнемерзлых пород [5].

Ещё одним решением проблемы преждевременного замерзания является применение быстросхватывающихся цементных растворов. Так как при низких температурах время ожидания затвердевания цемента распространенного портланд-

цемента составляет 16-20 ч., был предложен тампонажный быстротвердеющий цемент ЦТБР, представляющий собой смесь высокоалюминатного цемента (50%), гранулированного шлака (25%) и природного двухводного гипса (25%). Он позволяет сократить время ОЗЦ до 7-8 ч [5].

При цементировании мерзлых пород также возможно поглощение цементного раствора, вследствие чего рекомендуется использовать цементы с пониженной плотностью. В условиях многолетнемерзлых пород нашел широкое применение ускоритель твердения – хлористый кальций. Добавление 6% CaCl_2 в цементный раствор при водоцементном соотношении равном 1 снижает его плотность, при этом приближая температуру замерзания до 0°C . Недостатком данного применения можно считать незначительную коррозию обсадных труб [4].

В качестве облегчающей добавки возможно также использование вспученного вермикулита, получаемого обжигом минерала вермикулита. Идея заключается в том, что частицы вермикулита закупоривают трещины проницаемых пластов, вследствие чего увеличивается высота подъема цементного раствора и предотвращаются поглощения и межколонные перетоки [1].

Также при креплении скважин в условиях криолитозоны существует проблема растепления стенок скважины. Как известно, в процессе гидратации цементного раствора выделяется определенное количество теплоты, что может негативно сказаться на устойчивости многолетнемерзлых пород. Как решение, распространено использование цементов на основе гипса (60% гипса, 40% цемента). Такой цементный раствор имеет низкое тепловыделение при гидратации, порядка 10°C через 3 часа. Недостаток данной рецептуры состоит в том, что смеси, которые содержат соль для снижения точки замерзания и соль для ускорения гидратации, могут разрушаться в результате ионной диффузии, то есть обмена ионами между солями и раствором. Вообще, понижение прочности цементов после гидратации является не до конца изученной проблемой [4].

При замерзании воды в затрубном и межтрубном пространстве ее объем увеличивается, вследствие чего возникает давление на обсадные колонны. Это является причиной возникновения осложнения, в результате которого происходит смятие обсадных колонн, что недопустимо. Для его предупреждения необходимо исключить интенсивное кавернообразование в процессе строительства скважины. Также можно снизить температуру замерзания жидкости в затрубном пространстве путем добавления в раствор солей NaCl и CaCl_2 . Однако в этом случае возможность замерзания воды все равно остается, при этом повышается вероятность возникновения коррозии.

Универсальным решением этой проблемы остается качественное цементирование, не допускающее образование в интервале цементирования замкнутых объемов воды [3].

В целом, на сегодняшний день существуют следующие основные требования к цементу при креплении скважин в многолетнемерзлых породах:

1. Короткое время ожидания затвердевания цемента;
2. Затвердевание цементного раствора до необходимой прочности;
3. Способность схватываться без подогрева цементной смеси;
4. Способность схватываться, выделяя при гидратации небольшое количество тепла.

Вышеперечисленные условия предполагают постоянное совершенствование как методик крепления скважин, так и рецептур тампонажных растворов. Особенно это становится актуальным в свете предстоящей разработки северных месторождений нефти и газа, в частности в республике Саха (Якутия) и в зоне арктического шельфа.

Литература:

1. Игнатьев Н.И. и др. Вспученный вермикулит облегчающая добавка и наполнитель к глинистому раствору. / НТЖ. Газовая промышленность, – М. Недра, 1975.
2. Овчинников В.П., Аксенова Н.А. Буровые промывочные жидкости: Учеб. пособие для вузов. – Тюмень: Изд-во «Нефтегазовый университет», 2008. – 309 с.
3. Овчинников В.П., Аксенова Н.А., Овчинников П.В. Физико-химические процессы твердения, работа в скважине и коррозия цементного камня: Учеб. пособие для вузов. – Тюмень: Издательско-полиграфический центр «Экспресс», 2011. – 368 с.
4. Овчинников П.В., Кузнецов В.Г., Фролов А.А., Овчинников В.П., Шатов А.А., Урманчеев В.И. Специальные тампонажные материалы для низкотемпературных скважин, – М.: Недра, 2002. – 115 с.
5. Справочник бурового мастера. / Под общей редакцией В.П. Овчинникова, С.И. Грачева, А.А. Фролова. Учебно-правктическое пособие в двух томах. – М.: «Инфра-Инженерия», 2006. – 608 с.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ПРЕДПАТОМСКИЙ СЕКТОР)

Берзин А.Г.¹, Ситников В.С.², Марсанова М.Р.³

¹*СВФУ им. М.К.Аммосова, г.Якутск,*

²*Институт проблем нефти и газа СО РАН, г.Якутск*

³*ОАО «Якутскгеофизка», г.Якутск*

Примерно со второй половины 20–го века на территории между Сибирской платформой и Байкало–Патомской горно-складчатой областью традиционно выделяется Предпатомский прогиб (краевой или региональный). Несколько позже, начиная с 80–х годов, после установления сейсморазведкой, глубокими скважинами и маршрутными тематическими исследованиями отчетливо выраженных проявлений надвиговых дислокаций [4, 5] на рассматриваемой

территории постоянно фиксируется двухъярусное строение с обособлением в чехле автохтонной и аллахтонной частей разреза.

Предбайкало-Патомский надвиговой пояс протяженностью около 1200 км и шириной от 50 до 260 км, охватывающий Байкало-Патомскую складчатую область, имеет сложную конфигурацию по фронту и достаточно четкую продольную и поперечную делимость. В нем выделяются три сектора надвиговой складчатости – Предбайкальский, Ачиткано-Непский и Патомский, различающихся размерами, зональностью, степенью горизонтального укорочения и др. По фронту, начиная с горного в сторону платформы выделяют прифронтальную, промежуточную и передовую зоны надвиговых секторов [4].

Изучаемая территория включает прибортовую часть Непско-Пеледуйского свода (НПС) и частично юго-восточную часть Мирнинского выступа в зоне сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) с субмеридиональной частью Нюйско-Джербинской впадины (НДВ) Предпатомского прогиба относится к Патомскому сектору Предбайкало-Патомского надвигового пояса (рис. 1).

В этом секторе хорошо изучен надвиговой характер тектоники осадочного чехла, но остаются невыясненными фундаментальные вопросы, касающиеся глубинного строения НДВ, в частности глубин залегания кристаллического фундамента и ареалов развития в осадочном чехле продуктивных рифейских отложений, ее сопряжения с платформой и Байкало-Патомской складчатой областью (БПСО), которые увязываются с природой нефтегазоносности месторождений НБА.

Глубокие скважины, вскрывающие кристаллический фундамент на территории Непско-Пеледуйского свода, пробурены, преимущественно, на выявленных структурах и месторождениях. В приплатформенном крыле Нюйско-Джербинской впадины таких скважины немного (Паршинская 1, 540-ЗП, Суларская 2420, Отраднинская 3142, Борулахская 2761, Хотого-Мурбайские 730, 733 и др.), но все они вскрывают кристаллический фундамент на относительно небольшой глубине (2.5-3.0 км) и в разрезах скважин отсутствуют рифейские отложения ниже талаканской толщи. Во внутренней части НДВ фундамент не вскрыт.

В результате спектрального анализа временных разрезов ОГТ по профилям, расположенным вкрест простирания складчатого пояса в южной части сектора (участок окончания геотраверса “Батолит-1”) и северной части (сейсмический маршрут М08-05) устанавливается слабое погружение кристаллического фундамента, сменяющееся резким его погружением до 6 км и более в прифронтальной зоне пояса на границе с БПСО (рис.2).

Линия, соединяющая на плане точки резких погружений совпадает с положением русла р. Лена, что дает основание предположить об унаследовании им глубинного разлома (рис.1).

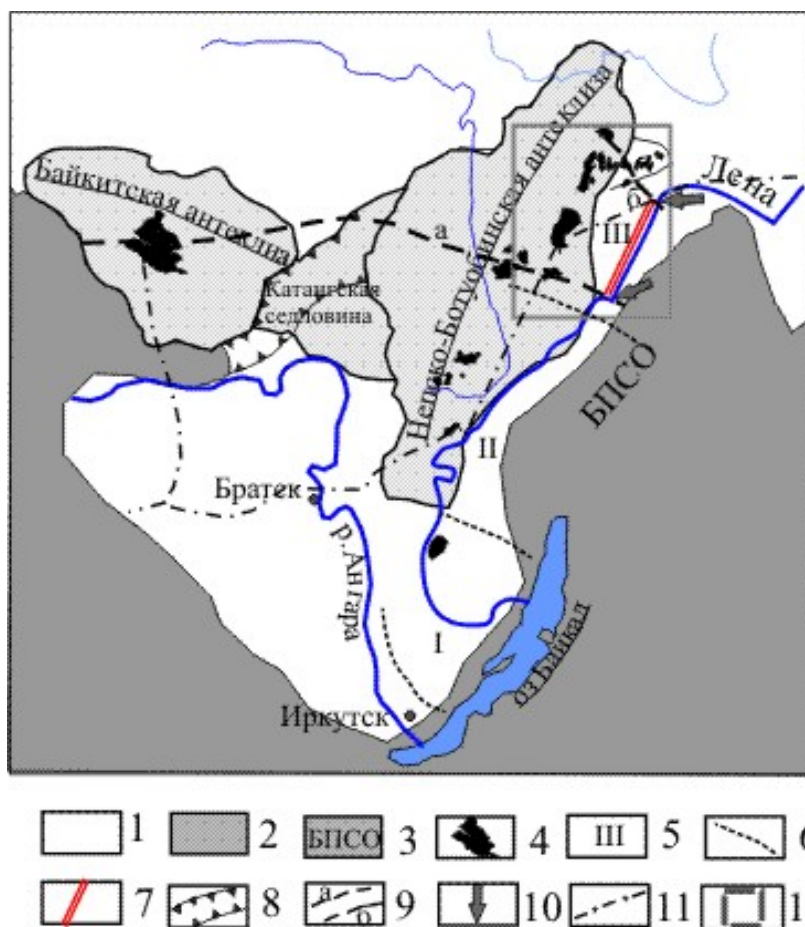


Рис.1. Непско-Ботубинская антеклиз и сопряженные надпорядковые структуры с обсуждаемой геологической нагрузкой

1 - Сибирская платформа; 2 -складчатое обрамление платформы; 3-Байкало-Патомская складчатая область; 4-месторождения нефти и газа; 5-секторы Предбайкало-Патомского складчато-надвигового пояса []: I- Предбайкальский, II-, Аkitкано-Непский, III- Патомский; 6-боковые ограничения секторов; 7- глубинный разлом (шовное сочленение) по данным исследований; 8-Иркинеево-Чадобецкий авлакоген, выходящий на поверхность; 9 профили ОГТ: а) геотраверс “Батолит-1”, б) маршрут М 08-05; 10- пикеты резкого погружения кристаллического фундамента на профилях 9; 11-газопровод ВСТО; 12- изучаемая территория.

Отметим, что на спектральные характеристики временных разрезов профилей вынесены также пикеты предполагаемого окончания в прогибе реликтовой кристаллической пластины, перекрывающей палеорифтовую систему, залегание которых в основании Непско-Пеледуйского свода аргументировано нами ранее [1,2]. Эти пикеты установлены по критерию смены уровня вскрытия кристаллических

пород, вынесенного на спектры, со середины спектров к их окончанию (рис.2). Такому критерию соответствует переход в разрезе глубин залегания кровли кристаллической пластины на территории НПС к глубинам залегания кровли консолидированного фундамента в прогибе.

Плановое положение глубинного разлома, установленное по данным спектрального вейвлет анализа временных разрезов МОГТ подтверждается результатами обработки трансформаций грави-и магнитных полей. Основаниями для его выделения является выраженная дихотомия по существенному различию изотропности проявления полей или разнонаправленности их линеаментов в платформенной и прилегающей к ней складчатой области.

Можно видеть, что в расположенном южнее Аkitкано-Непском секторе, где Нюйско-Джербинская впадина в частности и Предпатомский прогиб в целом не выделяются, положение русла р. Лена не только совпадает на большей части с контуром НБА (рис.1), но и повторяет по фронту контур разделения прифронтальной и промежуточной зон складчатости [4]. В этой связи, если предполагаемый глубинный разлом проявляется в этом секторе унаследованным положением русла р. Лена, можно полагать, что разлом является шовным соединением НБА и БПСО, а юго-восточная граница НБА в рассматриваемой части Патомского сектора должна быть перенесена на восток до левого бережья р. Лена (рис.1).

Предлагаемая реконструкция границ и характер сопряжения НБА с БПСО, по сути, ставят под сомнение правомерность выделения в рассматриваемом секторе Предпатомского прогиба и НДВ и требуют дополнительной аргументации. О рождении здесь Предпатомского прогиба и предполагаемом шовном характере сочленения НБА с прифронтальной зоной БПСО свидетельствуют также другие структурные и вещественные характеристики: платформенный облик геофизических полей и общая приподнятость структурного плана, присущие антеклизе на уровне нижнего венда, которые сохраняются в восточном направлении в сторону БПСО порядка 100 км; характерная для внутреннего на границе с БПСА, но нетипичная для внешнего борта прогиба большая мощность крупнообломочных пород Талаканской толщи (молассовая формация), вскрытая скважинами в низах осадочного чехла прогиба (скв.540-3П). С позиции существования авлакогена в основании НПС, перекрытого реликтовой пластиной, образование толщи таких отложений можно объяснить денудацией аллохтонного кристаллического блока в процессе образования последней.

Предполагаемое шовное сочленение НБА с внутренней частью прогиба, несомненно, является глубинным мантийным разломом. С позиции теории конвергенции [3] при наличии питающего разлома источником углеводородов для области накопления (НБА), помимо “подфундаментной” палеорифтовой системы, могут явиться ареалы развития наиболее продуктивных углеродистых формаций среднего и верхнего рифея, которые прогнозируется в прифронтальной зоне, не вскрытой бурением. Реальность развития мощной толщи рифейских пород подтверждается выходом их на поверхность в БПСО.

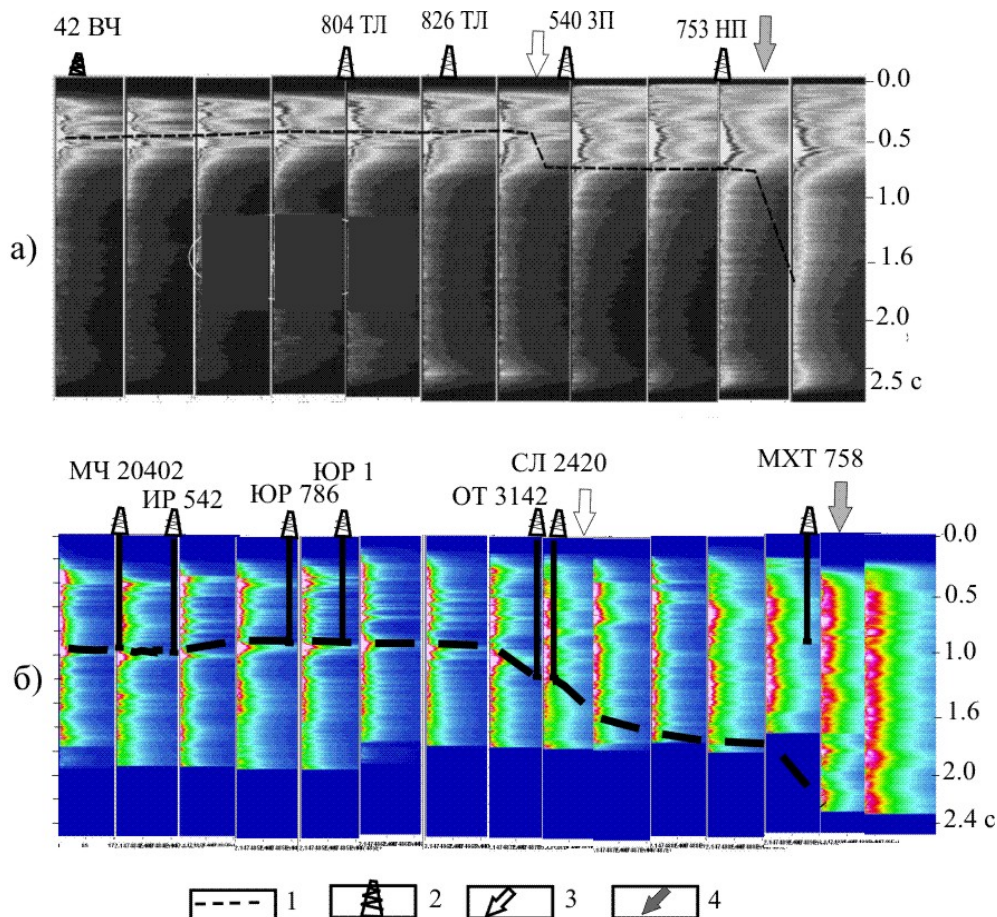


Рис.2. Вейвлет-спектры на сейсмических разрезах по профилям

а) Участок профиля “Батолит-1”; б) сейсмический маршрут М08-05; 1-поведение кровли кристаллических пород; 2-глубокие скважины, вскрывшие кристаллические породы; 3-пикеты, где кровля кристаллической пластины сменяется на кровлю консолидированного фундамента; 4- пикеты резкого погружения фундамента

Литература:

1. Берзин А.Г., Иванов И.С., Архипова Т.А. О глубинном строении западного сегмента Предпатомского прогиба и прилегающей части Непско-Пеледуйского свода // Наука и образование.-№2. - Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2013.- С. 58-64.
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. Стр. 55-63.

3. Иванников В.И., Кузнецов Ю. И. Нефть: история, происхождение, закономерности размещения. // НТБ "Каротажник". Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып.9 (198). С.114-146.

4. Мигурский А.В., Старосельцев В.В. Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Сов. геология. - 1989. - № 7. - С. 9-15.

5. Сереженков. В.Г., Ситников В.С., Аржаков Н.А., Микуленко К.И., Тимиршин К.В. Надвиговая тектоника и нефтегазоносность Предпатомского прогиба Гелогия нефти и газа 1993, №9, стр.4-10.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АЛМАЗОВ-ГИГАНТОВ

Бескрованов В.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Изучение морфологии и некоторых физических свойств 23 крупных от 50 до 230 кар образцов алмаза из кимберлитовых трубок Якутии позволило установить [1].

1. *Техногенные повреждения* наблюдаются на поверхности многих именных алмазов, что является результатом ударных процессов при добыче или обогащении. Наиболее крупный образец (232,76 кар) потерял треть первоначальной массы, другой (169,15 кар) — более половины, два кристалла (70,49 и 82,81 кар) утратили половину объема. Следы техногенного повреждения несут поверхности более половины исследованных камней, что свидетельствует о повышенной повреждаемости кристаллов большого размера. Существует мнение о возрастании риска повреждения при увеличении массы камня и о том, что при достижении некоторой критической массы они разрушаются [2]. Сохраняются только отдельные камни случайно выпавшие из технологического процесса обогащения.

2. *Кристалломорфология* изученных камней представлена октаэдром с грубо- или тонколаминарным строением граней и слоями роста дитригональных реже тригональных очертаний. Кристаллы октаэдрического габитуса доминируют (84%) среди якутских алмазов, хранящихся в Алмазном фонде России [2].

2. *Окраска* 2 камней была бесцветной, 2 имели насыщенный желтый цвет, остальные 19 обладали слабым желтоватым нацветом. О преобладании желтых оттенков у крупных южноафриканских алмазов сообщал еще 1888 г. М.И. Пыляев [3]. В работе [4] утверждается, что среди кристаллов-гигантов алмаза из якутских месторождений много желтых. Это свидетельствует о том, что в *окраске алмазов-гигантов доминирует желтый цвет*.

3. *Фотолюминесценция* алмазов-гигантов имеет характеристический голубой цвет разных оттенков и разной интенсивности.

Таким образом алмазы-гиганты характеризует: а) *повышенная механическая повреждаемость*; б) *габитус октаэдра с ламинарным строением граней*. в) *слабый желтый нацвет* и г) *голубая фотолюминесценция*. Два последних признака обусловлены присутствием в них одного и того хромофорного центра N3.

Для внесения ясности в проблему происхождения алмазов – гигантов привлечем возможности разработанного нами онтогенического метода, суть которого кратко характеризует следующее положение: в кристаллах природного алмаза содержатся три квазироднородные онтогенические области: центральная (α), промежуточная (β) и периферийная (γ). (рис.), свойства которых отличаются у одноименных областей даже в объеме одного образца и близки для одноименных областей в разных кристаллах [1].

Промежуточная область сложена алмазом двух онтогенических видов Е (физический тип IIa) и D (тип Ia). Последний определяют общие свойства промежуточной области. Высокий коэффициент поглощения полос системы B2, на основании гипотезы Е.В. Соболева с соавторами, указывает на высокое содержание в промежуточной области пластинчатых дефектов B2, расположенных в плоскостях {100} и достигающих относительно больших (до 100 мкм) размеров. Эти дефекты вызывают в кристаллической решетке смещения перпендикулярно плоскостям {100} на треть параметра решетки по обеим сторонам этих дефектов и обуславливают появление трещин при механической нагрузке. [5]. Это обстоятельство объясняет повышенную повреждаемость кристаллов алмаза большого размера.

Переслаивание ростовых зон двух видов в пространстве промежуточной области свидетельствует о том, что они образовались при близких термодинамических условиях. В последние годы среди крупных алмазов была установлена необычно высокая представительность физического типа II. Из 12 исследованных уникальных алмазов из Алмазного фонда СССР только 2 принадлежат к типу Ia [4]. Восемь относятся к типу IIa. Голубой бриллиант в булавке (около 7 кар) оказался алмазом типа IIв.

Суммируя наши и перечисленные данные приходим к выводу о том, что среди алмазов-гигантов различных месторождений доминируют две разновидности кристаллов, а) индивиды типа Ia с желтым нацветом ;б) индивиды физического типа IIa. Кристаллы с желтым нацветом преобладают среди алмазов-гигантов Якутской алмазоносной провинции и зарубежных месторождений, а кристаллы типа IIa – среди последних.

Сравнительный анализ указывает, что свойства гигантов совпадают со свойствами промежуточной области (β) и отличаются от таковых других областей. Это позволяет прогнозировать ранее неизвестные характеристики крупных алмазов и восстановить их генетическую историю. Кристалломорфология крупных камней в форме октаэдра с ламинарным строением граней хорошо совпадает с

проекцией на плоскость (110) в виде прямолинейно-ступенчатые зон промежуточной области (см. рис).

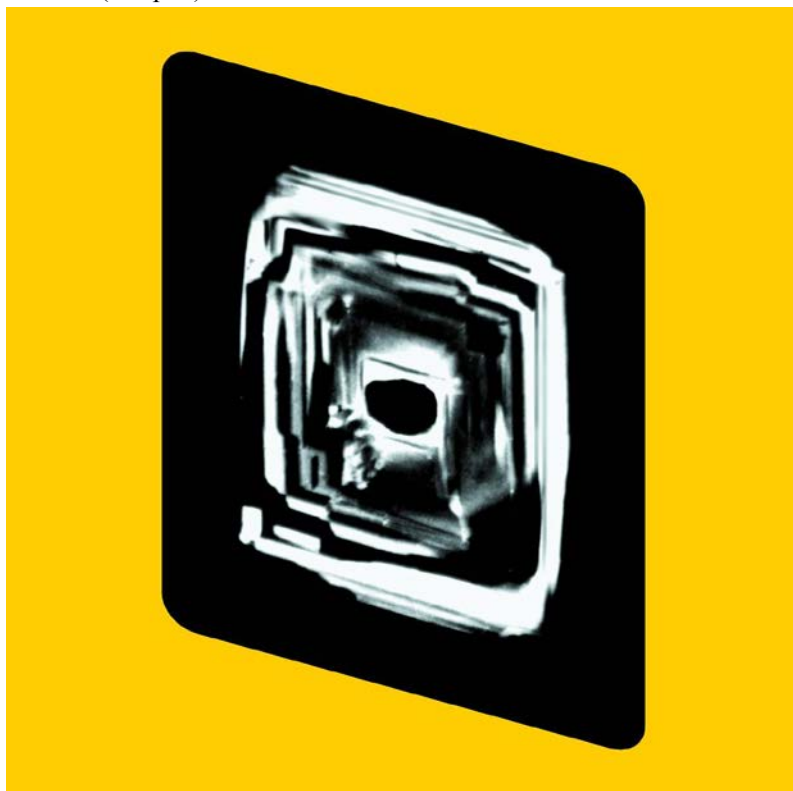


Рис. Внутреннее строение октаэдрического кристалла с тремя онтогенетическими областями. Кимберлитовая трубка Удачная. Проходящий монохроматический УФ-свет, $\lambda = 240$ нм. Черное — поглощение, белое — пропускание. Промежуточная область сложена переслаивающимися зонами типа IIa и Ia. Зоны IIa пропускают свет и не люминесцируют, зоны Ia поглощают свет и имеют голубую фотолюминесценцию

Другой важной характеристикой промежуточной области является резко выраженная октаэдрическая зональность, свидетельствующая о кристаллизации в периодически меняющихся условиях. Также периодически возникали условия образования дефектов N3 и тесно связанных с ними пластинчатых по (100) дефектов B2. Мы полагаем, что колебания степени пересыщения среды кристаллизации углеродом вызывали рост алмаза с повышенной скоростью. Это подтверждается результатами исследования кристаллизации других веществ, свидетельствующими о повышенной скорости роста кристаллов минералов в условиях колебательного механизма. Колебания пересыщения межкристалльного раствора вызывает поочередный рост и растворение кристаллов. Если суммарная масса кристаллов увеличивается, то происходит рост крупных кристаллов за счет раство-

ния мелких, а при ее уменьшении – более замедленное растворение крупных кристаллов и усиленное растворение мелких (крупнейшие кристаллы могут в этом случае увеличиваться в массе). Рекристаллизация по колебательному механизму представляет собой процесс на несколько порядков более интенсивный, чем перекристаллизация по механизму Оствальда-Фрейндлиха и структурная перекристаллизация по механизму Гиббса-Кюри-Вульфа [6, 7].

Эти результаты в случае их применимости для кристаллизации алмаза следует понимать следующим образом. Образование крупных камней происходило во время промежуточного этапа онтогенического цикла в условиях периодических колебаний степени пересыщения среды кристаллизации углеродом, что отразилось в резкостроении промежуточной области (см. рис.). В этих условиях рекристаллизация алмаза по колебательному механизму представляет собой более интенсивный процесс по сравнению с ростом в стабильных условиях. При этом осуществлялся рост крупных кристаллов за счет растворения мелких.

Это предположение подтверждается следующим фактом. Из опыта эксплуатации коренных месторождений алмаза установлена эмпирическая закономерность отрицательной корреляции частоты встречаемости крупных кристаллов алмаза со степенью общей алмазности кимберлитов [3]. Это наблюдается в трубке Премьер (Южная Африка) с низкой суммарной алмазностью, но где часто находят крупные и особо крупные камни.

Литература

1. Бескрованов В.В., Бокайло С.П., Курбатов К.К. Некоторые результаты изучения алмазов-гигантов (Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России) Воронеж: Воронежский гос. ун-т. 2005. С. 933 — 941.
2. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра. 1998. 602 с.
3. Пыляев М.И. Драгоценные камни. Их свойства местонахождение и употребление. Репринтное воспроизведение издания 1888 г. М.: Совместное советско-австрийское предприятие “Х. Г. С.”. 1990. 404 с.
4. Кулаков В.М., Плотникова С.П., Седова Е.А. Оптические и люминесцентные свойства уникальных алмазов из Алмазного фонда СССР // Минерал. журн. 1989, Т. 11, № 5. С. 73 — 80.
5. Bursill L.A., Hutchison I.L, Sumida N., Lang A.R. Measurements in diamond lattice displacement by platelet defects with electron microscopic moire patterns // Nature. 1981, Vol. 292, N 5823. P. 518 — 520.
6. И.Г. Бажал, О.Д. Куриленко. Переконденсация в дисперсных системах. Изд-во "Наукова думка", Киев, 1980, 290 с.
7. Б.В.Кузьменко, В.О.Штангеев, И.С. Гулый, В.А.Лагода. Моделирование массового роста кристаллов в системах с рекристаллизацией по колебательному механизму. Тезисы докладов Всесоюзного семинара "Оптимизация сложных систем", Винница, 1983, с.76-78.

СИСТЕМАТИКА ПИРОКСЕНОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МАССИВА ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА

**Бикбаева Е.Е.,¹ Иванов А.И.,¹ Кравченко А.А.,¹ Зайцев А.И.,¹
Прокопьев И.Р.^{2,3}**

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

²*ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

³*Новосибирский национальный исследовательский государственный
университет, г. Новосибирск*

Наряду с геологическими наблюдениями и изучением петрохимии магматических пород важная роль при генетических построениях принадлежит данным о составе породообразующих минералов. Одним из главных и наиболее ранних среди них является пироксен.

Породы массива относятся к мезозойской эпохе тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита, расположены в северо-восточной части Тыркандинского золоторудного района и вмещаются породами докембрийских метаморфических комплексов (В.Г. Ветлужских, 1990). Джелтулинский массив имеет площадь выходов на дневную поверхность 120 км². В строении массива выделяются шесть групп пород [2]:

Пуласкиты (1 группа) слагают краевые части массива, субщелочные сиениты (2 группа) – его центральную часть. Лаурвикиты (3 группа) и гранодиориты (4 группа) формируют – секущие массив штоки, породы 5 и 6 группы – дайки и небольшие тела. Форма массива и положение секущих его тел определяется совокупностью контролирующих магматизм разрывных нарушений, главными из которых являются разломы ССЗ и СЗ простирания, ограничивающие массив вдоль длинной оси в ЮЗ и СВ частях, второстепенными – разломы ССВ и СВ простирания, контролирующие размещение секущих штоков и большинства дайковых тел. В пространственной ассоциации с первой группой пород обнаружены положительные аномалии Th и U, с пятой группой пород – Au и Ag [2].

По данным Rb-Sr датирования возрастной интервал формирования пород массива (1, 5 и 6 группы) составляет 138-109 млн. лет. Пуласкиты 1 группы пород внедрялись 138±1 млн. лет и характеризуются наиболее низким первичным изотопным составом Sr ($I_0=0.7064\pm0.0005$) свидетельствующим о формировании их либо из обогащенного мантийного резервуара, либо об участии в их образовании смешанных корово-мантийных процессов. Для поздних лаурвикитов и трахитов (5 и 6 группы) получены наиболее молодые датировки (110-109 млн. лет). Их первичные изотопные отношения ($I_0=0.7078$) соответствуют более радиогенному составу Sr и могут указывать на относительное усиление при их образовании коровых процессов.

Группа пироксенов является одной из наиболее ранних породообразующих темноцветных минералов, входящих в состав магматических пород Желтулинского массива и секущих его тел. По результатам микроскопического метода исследования горных пород массива, выявлено закономерное увеличение содержания пироксена (диапазон 1-15 %) от древних к более молодым породам, вследствие чего последние приобретают более меланократовый облик. Содержание пироксена в породах даек не превышает 7 %, а максимальные его концентрации зафиксированы в трахитах (до 40 %). Сравнительно редко пироксен обладает хорошей кристаллографической огранкой, главным образом, зерна представлены удлиненно-призматическими короткостолбчатыми кристаллами, с характерным поперечным сечением – восьмиугольником, в некоторых случаях четыре его стороны заметно больше четырех других, характеризующиеся частично правильными очертаниями, что обуславливает гипидиоморфную форму зерен минерала. При кристаллооптическом методе исследования без анализатора, пироксен плеохроитрует в слабо улавливаемых светло-зеленоватых тонах. Исследование шлифов под микроскопом при скрещенных николях показало, что двупреломление пироксена колеблется от средних (интерференционная окраска в желто-красно-зеленых тонах) до высоких (интерференционная окраска в сине-лиловых тонах) значений II и III порядка соответственно, что характерно для пироксенов моноклинной сингонии. Определен характер погасания минерала, при котором диапазон углов погасания составляет 35-50°. При просмотре нескольких зерен минерала в одном шлифе, наблюдается совершенная спайность, образующая систему трещин, пересекающихся под углом, приближающимся к 90°. Исследование при скрещенных николях в сходящемся свете, позволило наблюдать оптические эффекты в виде коноскопических фигур, с целью выявления осности и оптического знака минерала, которые в совокупности определили его как двuosный положительный [1].

Отмечается наличие двух генераций пироксена в породах 3 группы. Первая генерация (рис. 1) представлена относительно крупными гипидиоморфными призматическими кристаллами, в виде индивидуальных зерен. Вторая генерация (см. рис. 1) представлена более мелкими, по сравнению с кристаллами первой генерации, призматическими зернами, для которых, по характеру взаимоотношения с сосуществующими минералами, типичны неравномерно распределенные по горной породе скопления и шлиры, состоящие из пироксена, роговой обманки, биотита.

При этом наблюдается постепенное замещение пироксена роговой обманкой и биотитом (рис. 2). Повсеместно с темноцветными минералами ассоциирует рудный минерал, в том числе и с пироксеном.

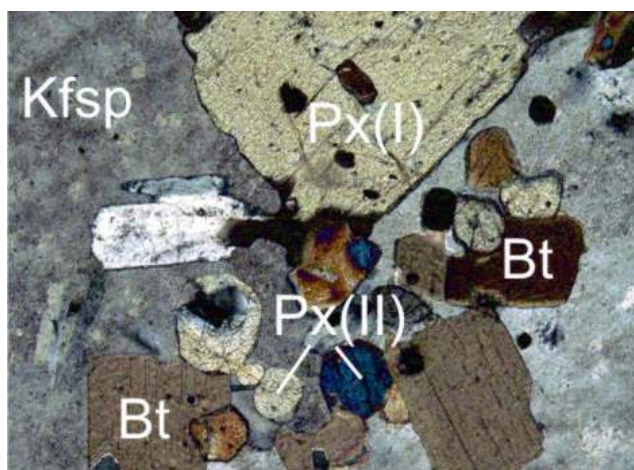


Рис. 1. Шлиф Дж-13-010. Лаурвикит. Скопление темноцветных минералов. Пироксен первой Px(I) и второй Px(II) генерации. Увеличение 100, николи +.

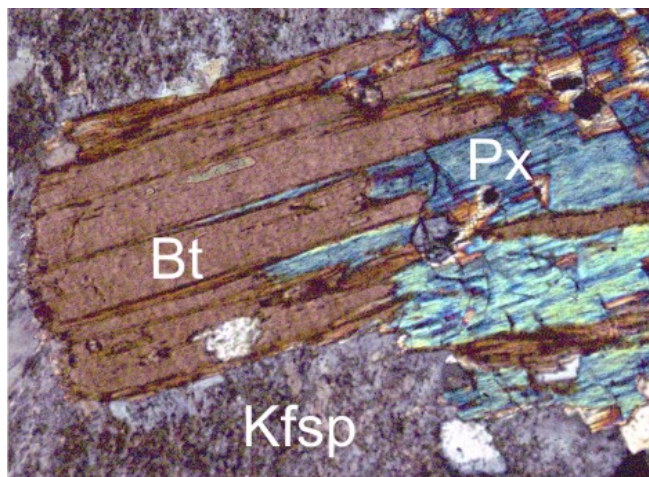


Рис. 2. Дж-13-013. Пуласкит. Замещение пироксена (Px) биотитом (Bt). Увеличение 100, николи +.

Таким образом, кристаллооптические методы исследования позволили сделать вывод о наличии в исследуемых породах двух пироксенов моноклинного вида – авгита, имеющего сечение в виде правильного восьмиугольника с углом погасания в пределах 50° , и диопсида – разрезы которого отличаются сильно развитыми гранями пинакоидов и малыми размерами граней призмы, с углом погасания $35-40^\circ$. По причине схожести авгита и диопсида по многим их оптическим свойствам, морфологические признаки и определение углов погасания данных минералов, являются первоочередными и наиболее надежными критериями для их различия. Отмечается также значительное преобладание диопсида в количественном соотношении по сравнению с авгитом. Таким образом, наличие двух раз-

новидностей пироксенов отражает смену физико-химических условий их кристаллизации.

Работа выполнена при поддержке Партнерским интеграционным проектом СО РАН №99.

Литература:

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Изд-во «Мир», том 2, 1965.
2. 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.

КИМБЕРЛИТОВЫЕ ЖИЛЫ КАК ПРОГНОЗНЫЙ ФАКТОР ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ДЕТАЛЬНЫХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА КИМБЕРЛИТОВЫЕ ТРУБКИ

Бочкарева В.Ф.¹, Васильев А.П.¹, Коробков И.Г.²

¹Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА» ОАО, г. Мирный, BochkarevaVF@alrosa.ru;

²МПТИ(ф), СВФУ, г. Мирный

Основной задачей геологической службы АК «АЛРОСА» ОАО является прирост запасов сырья за счет открытия новых месторождений. Практическая реализация перспектив связывается с расширением поисковых работ на так называемых "закрытых" территориях, в пределах которых объекты поисков перекрыты образованиями различного генезиса и возраста, мощностью от 20 м и более.

В Центрально-Сибирской субпровинции к таким площадям, выделяемым в ранге кимберлитового поля, относится Накынская, приуроченная к Вилюйско-Мархинской зоне разломов. Она обладает высокими перспективами на выявление новых месторождений.

Накынское кимберлитовое поле находится в пределах Среднемархинского алмазодносного района, который в региональном тектоническом плане расположен на северо-западном борту Вилюйской синеклизы. В пределах поля выявлены две кимберлитовые трубки – «Нюрбинская» и «Ботуобинская», а также две дайки – «Майская» и «Мархинская». По содержанию и качеству кристаллов алмаза они относятся к категории уникальных объектов, имеющих высокий промышленный потенциал.

В закрытой части поля, перекрытой мезозойскими отложениями, выявление погребенных ореолов минералов-спутников алмаза в большинстве случаев затруднено. Это обстоятельство определяет необходимость выявления и разработки дополнительных критериев для поисков алмазных месторождений. В качестве

одного из таких критериев предлагается использовать жилы как самостоятельные так и сопряженные с кимберлитовыми трубками.

В результате комплексного исследования геологического строения и вещественного состава выявленных проявлений жильных кимберлитов установлены отличительные особенности этих пород, послужившие основой для разработки дополнительных признаков, которые могут быть использованы при поисковых работах на алмазы.

Кимберлитовая жила СР-39 обнаруженная на участке «Озерный» имеет линейно-вытянутую форму, ориентирована в север-северо-восточном направлении и, в целом, совпадает с простиранием данных известных кимберлитовых тел Накынского кимберлитового поля. Ее открытие было обусловлено заверкой сейсмической аномалии Ан. СР-39 в пределах, которой были вскрыты кимберлитовые брекчии и карбонатные брекчии с инъекциями кимберлитового материала. Выявленные здесь кимберлитовые тела в толще вмещающих пород нижнего палеозоя представляют собой субвертикальные прожилки, мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, выполненные алмазоносной кимберлитовой брекчией и карбонатной брекчией пронизанной тонкими до нитевидных прожилками и жилами кимберлита. Результаты петрографических исследований кимберлитов и карбонатных пород позволили выделить две разновидности пород - ксенотуфобрекчии и порфиновые кимберлиты. Ксенотуфобрекчии представляют собой породы брекчиевой текстуры, в которых кимберлитовый материал составляет не более 5 %. Количество обломочного материала в ксенотуфобрекчиях варьирует в интервале от 15-20 % до 80-85 %. Обломочный материал характеризуется карбонатным составом в резко подчиненном количестве, отмечаются обломки глинистых пород. Цементирующий материал брекчий в большинстве случаев представлен тонко- или мелкозернистым агрегатом кальцита. При этом кальцит частично замещен доломитом.

Среди минералов кимберлитов здесь такие отмечаются порфировидные выделения флогопита или хлоритизированного флогопита, отдельные зерна апатита и единичные знаки оранжевого и фиолетового пиропы и альмандина. В протолочных пробах выявлены ИМК (алмаз, пироп, хромшпинелиды, флогопит). Пиропы в основном имеют размеры $-0,5$ мм и $-1+0,5$ мм, окрашены в красно-фиолетовые цвета и характеризуются высокой степенью сохранности. Часть зерен колотые, встречаются трещиноватые зёрна, иногда с примазками серпентина и со следами химического растворения.

На возможное наличие других кимберлитовых тел в пределах участка «Озёрный» указывает ряд поисковых признаков и предпосылок, в первую очередь минералогических и структурно-тектонических.

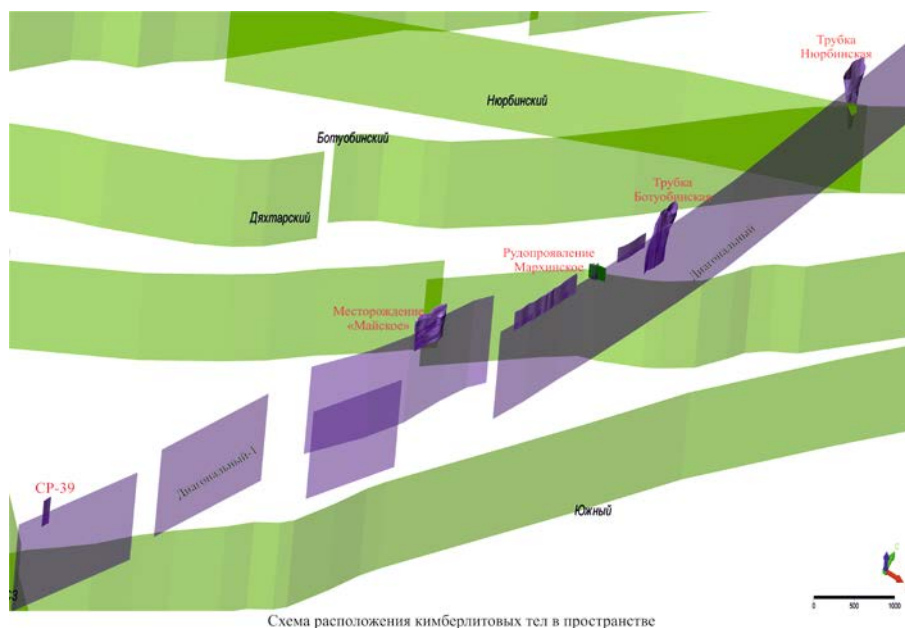


Рис. Схема расположения кимберлитовых тел в пространстве

Не исключено, что на этом участке источником новых кимберлитовых жил может быть «полуслепое тело», типа известной трубки «Одинцовская» (Алакит-Мархинское поле).

В работе Милашева В.А. (1979 г.) «Структура кимберлитовых полей», отмечается, что а) «значительная часть трубок взрыва и даек почти во всех полях группируется в виде «цепочек», включающих несколько (обычно 3-5) тел, при этом кимберлитовые тела объединяют в «цепочки» по расположению их на одной прямой»; б) «значимость различных типов пересечений для прогноза мест вероятного нахождения новых трубок и даек внутри известной части поля, позволяет трассировать рудовмещающие дислокации и выделять места вероятного нахождения новых диатрем, являясь, таким образом, методом узлокального прогнозирования...»[1]

Кимберлитовые тела Накынского поля расположены в пределах кимберлитовмещающих разломов – Диагональный и Диагональный-1, где оба группируются в отдельные цепочки. Таких «цепочек», расположенных веерообразно относительно друг друга, выделяется пока три: первая «цепочка» объединяет трубки Нюрбинская, Ботубинская, рудопоявление Мархинское и жилу Д-96. Эта «цепочка» ориентирована в северо-восточных румбах ($25-28^\circ$). Другие «цепочки» включают вытянутое тело - Майское, которое ориентированное также в северо-восточном направлении ($20-23^\circ$) и серию близких кимберлитовых жил аномалии СР-39 ориентированных в том же направлении ($15-18^\circ$). Поэтому в преде-

лах линий этих «цепочек» могут быть выявлены новые жильные и трубчатые тела в зонах их пересечения с кимберлитоконтролирующими разломами.

В местах пересечения линий, трассируемых от известных кимберлитовых тел Нюрбинская, Ботуобинская, Мархинская, Майская, жилы СР-39 с зонами кимберлитоконтролирующих разломов Виллойско-Мархинской системы могут быть связаны также новые коренные источники.

Таким образом, выявление жильных пород с вышеперечисленными характеристиками околотрубочных образований должны послужить основой для постановки детальных поисковых работ направленных на открытие новых кимберлитовых трубок в пределах характеризуемого поля, в том числе и на участке «Озерный».

Литература:

1. Милашев В.А. Структура кимберлитовых полей. Л., Недра, 1974. 238 с.
2. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. и др. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М., Недра, 1995. 348 с.
3. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М., Недра, 1978. 136 с.

ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА. АЛДАНО-МАЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: КОРРЕЛЯЦИЯ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЧЕХЛА

Варнавский В.Г.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,

karpova@itig.as.khb.ru

Многолетними исследованиями докембрийских и кембрийских геологических структур территорий Аяно-Майского района Хабаровского края и Усть-Майского улуса Республики Саха (Якутия), объединенных в Алдано-Майский осадочный бассейн (АМОБ) [4], создана фактологическая основа структурно-фациального районирования, стратиграфии докембрийских и кембрийских осадочных пород.

В предлагаемой работе впервые проанализированы и систематизированы многочисленные стратиграфические разработки применительно к особенностям структурно-фациального районирования АМОБ (рис. 1, 2).

Анализ стратиграфии осадочных образований структур бассейна проведен по материалам геологического картирования масштаба 1:200 000, бурения скважин, тематических стратиграфических исследований с учетом решений Межведомственных региональных стратиграфических совещаний (МРСС) Восточной Сибири и Дальнего Востока, легенд геокарт 1:200 000, материалов датировок осадочных и связанных с ними магматических образований, вобравшим в себя все разработки

своего времени по стратиграфии рассматриваемого региона. Установленная последовательность лито-стратиграфических подразделений (рис. 2) достаточно обоснована, в основном подтверждена каркасом изотопных датировок.

Каждое представленное в корреляционной схеме стратиграфическое подразделение подвергалось коллективному обсуждению и принятию на МРСС [4, 5, 6, 7], представлено в легендах геокарт масштаба 1:200 000.

Предложенная корреляционная схема учитывает практически все стратиграфические подразделения докембрия и кембрия АМОБ, может служить координатной основой дальнейших комплексных исследований геологии, геодинамики, перспектив нефтегазоносности, оценки углеводородного потенциала, выделения первоочередных объектов поиска месторождений нефти и газа.

Вместе с тем, у автора возникли сомнения в части некоторых стратиграфических построений и изотопных датировок.

В предлагаемой корреляционной схеме в составе уянской серии раннего рифея Учурской СФЗ представлена адаргайская свита, в составе керпыльской серии раннего рифея Майской СФЗ – кондерская свита.

Представляется преждевременным (недостаточно обоснованным) выделение их в ранге свит. По требованиям стратиграфического кодекса их следовало бы выделить в ранге подсвит, толщ (фаций, слоев). Редакционные требования к объёму предлагаемой статьи не позволяют дать этому детальное обоснование. Поэтому только суть. Адаргайская свита представляет верхнюю сероцветную часть конкулинской свиты.

Вполне приемлемо установить за нею статус подсвиты (или сероцветной фации) конкулинской свиты. Кондерская свита выделена на ограниченном участке в зоне р. Кондер. Ее состав сопоставим с составом нижней части омнинской свиты, которые совместно могут представлять нижнюю подсвиту омнинской свиты. Омнинская свита с подсвитами Майской СФЗ Алдано-Майской плиты, в таком случае, сопоставляется с подсвитами тоттинской свиты Кыллахской южной СФЗ и бикской свиты Кыллахской северной СФЗ Юдомо-Майского авлакогена. В дальнейших исследованиях стратиграфии региона это следует иметь в виду.

Уйская серия позднего рифея, завершая рифейскую историю, формировалась в условиях тектонической активизации и магнетизма, в условиях нарастающей предвендской инверсии, активного силлообразования в осадочных толщах кандыкской и усть-кирбинской свит. Весьма существенный разброс датировок (от 680 до 1005 млн лет; [2]) свидетельствуют о многофазности базитового магматизма. Ранние датировки – свидетели ксенолитов ранних фаз силлообразования, происшедшего на рубеже среднего и позднего рифея (ниже основания лахандинской серии), а поздние вполне согласуются с датировками кандыкской и усть-кирбинской свит. Поэтому и мнение В.Э. Павлова с коллегами [2] о том, что верхнепротерозойские породы кандыкской и устькирбинской свит образовались в интервале времени 940-1100 млн. лет ошибочно.

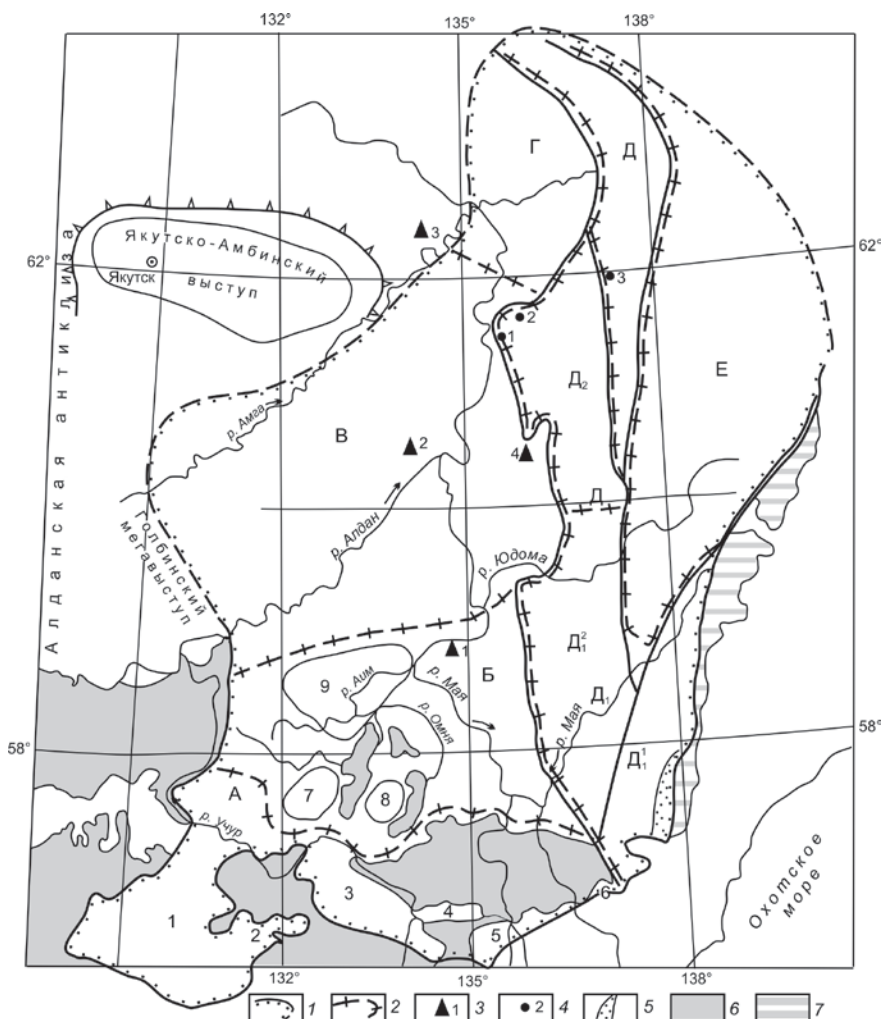


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Алдано-Майского осадочного бассейна (разработана по материалам [1, 3] с упрощениями автора).

1 – Граница АМОБ: установленная, предполагаемая; 2 – Граница структурно-фациальных зон. Зоны Алдано-Майской плиты: А – Учурская, в ее составе рифтограбены (арабские цифры на схеме): Токинский (1), Амуликанский (2), Учурский (3), Верхнеугайанский (4), Маймаканский (5), Верхнебатомгский (6); Б – Майская, в ее составе мульды (цифры на схеме): 7 – Большемаркюэльская, 8 – Маломаркюэльская, 9 – Аимская; В – Усть-Майская, Г – Хандыгская. Зоны Юдомо-Майского авклогена: Д₁ – Кыллахская южная (Д₁¹ – Верхнемайская подзона, Д₁² – Юдомская подзона), Д₂ – Кыллахская северная, Д₃ – Сетте-Дабанская; Е – Южно-Верхоянский синклиниорий; 3 – скважины: 1 – Лахандинская, 2 – Мокуйская, 3 – Хочомская, 4 – Усть-Майская 366; 4 – опорные разрезы по [3]: 1 – Кыллахская, 2 – Хребет Сетте-Дабан Кыллахской северной СФЗ, 3 – Хребет Сетте-Дабан Сетте-Дабанской СФЗ; 5 – Билякчанский рифтопрогиб; 6, 7 – архейские кристаллические образования фундамента АМОБ: Алдано-Станового щита Сибирской платформы (6), Охотского массива (7).

Литература:

1. Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67-79.
2. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З. Щацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского района: изотопия, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002. № 4, С. 26-41.
3. Прокопьев А.В., Парфенов Л.И., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 113-155.
4. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М. Госгеолтехиздат. 1958.
5. Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан. 1982. 183 с.
6. Решение Всесоюзного стратиграфического совещания. Новосибирск, 1983.
7. Решения IV МРСС по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.
8. Шпунт Б.Ф. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы (тектоно-формационный анализ). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НИОБИЯ В ПОРОДАХ МАССИВА ТОМТОР

Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Толстов А.В., Минин В.А.

ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, г.Новосибирск

За предшествующие годы совместного с ЯПСЭ изучения щелочно-ультраосновного карбонатитового массива Томтор авторами накоплен значительный материал по химическому составу пород. Этот материал содержится в ряде баз данных. Первая из них, созданная Василенко В.Б. и Кузнецовой Л.Г. совместно с сотрудниками ЯПСЭ (Орлов А.Н.). Она включает 2124 силикатных анализов, 566 химических анализов Nb_2O_5 , которые затем были проверены рентгенофлуоресцентным анализом. Полученная совокупность химических составов была подвергнута кластерному анализу с получением 43 кластерных групп, средние составы которых нанесены на диаграмму $SiO_2 - Na_2O + K_2O$, широко используемую при петрологических построениях (рис.1).

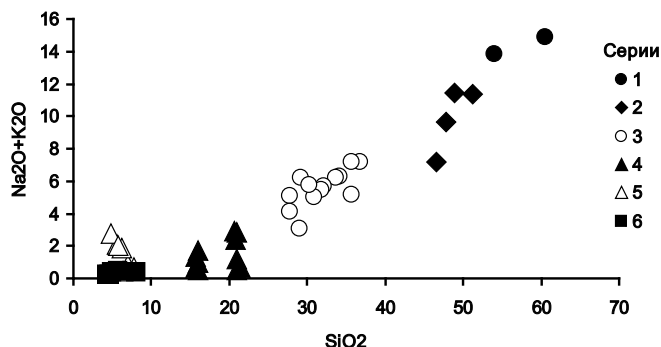


Рис.1. Фигуративные точки средних составов в кластерных группах, объединенных в 6 серий.

Таблица 1

Средние содержания породообразующих оксидов в сериях пород массива Томтор

Компо- ненты	Серии пород массива Томтор					
	1	2	3	4	5	6
	Количество анализов породообразующих оксидов					
	38	128	723	376	480	409
SiO ₂	54.75	48.11	32.47	18.98	5.77	5.41
TiO ₂	0.85	2.60	3.70	3.03	1.32	2.32
Al ₂ O ₃	20.29	21.18	12.02	7.99	3.24	4.48
Fe ₂ O ₃	2.37	3.63	6.45	8.78	7.67	21.20
FeO	2.52	2.81	7.68	9.28	4.68	20.30
MnO	0.19	0.24	0.65	1.75	2.27	4.87
MgO	0.45	1.12	6.44	4.69	2.83	0.93
CaO	0.92	1.89	8.70	15.15	32.51	4.41
Na ₂ O	0.80	0.96	0.60	0.24	0.17	0.13
K ₂ O	13.10	8.08	5.09	2.37	0.52	0.19
P ₂ O ₅	0.29	0.96	3.13	6.47	9.60	5.37
Ппп	3.39	8.43	13.00	21.10	29.10	29.89
Nb ₂ O ₅	Количество анализов содержаний Nb ₂ O ₅					
	-	23	107	92	160	184
	-	0.191	0.300	0.600	0.835	1.192

Серии кластерных групп естественным образом разнятся по занимаемому пространству в названной диаграмме. Согласно системному подходу, этот факт позволяет говорить, что каждая из серий отличается также и генетическими особенностями расплавов, но не обязательно фаз внедрений.

Средние составы выделенных серий приведены в таблице 1.

Анализ взаимоотношений между оксидами и содержаниями Nb₂O₅ показал, что есть два главных тренда взаимодействия ниобия с породообразующими окси-

дами: 1) отрицательный, характерный для взаимоотношения Nb_2O_5 с SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . 2) Положительный тренд для взаимоотношения Nb_2O_5 с Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 .

На рисунке 2 показаны тренды Nb_2O_5 с K_2O и P_2O_5 .

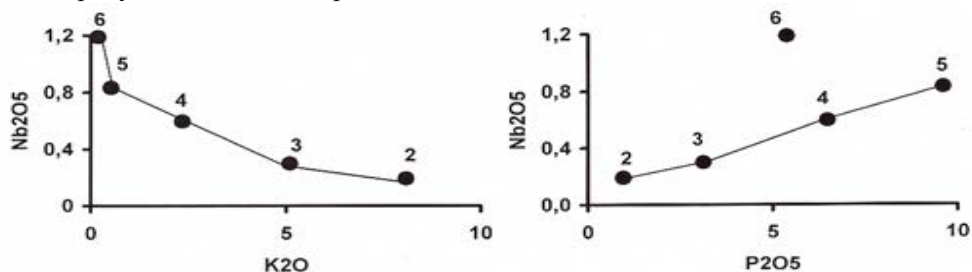


Рис.2. Фигуративные точки составов серий пород массива Томтор.

Необходимо отметить, что в каждом из исследованных регрессионных взаимоотношениях точка 6 (серия 6) – весьма богатая закисным и окисным железом всегда находится вне петрохимических трендов. Особенно резко это заметно при исследовании совместного влияния Fe_2O_3 и CaO на содержания ниобия (рис.3).

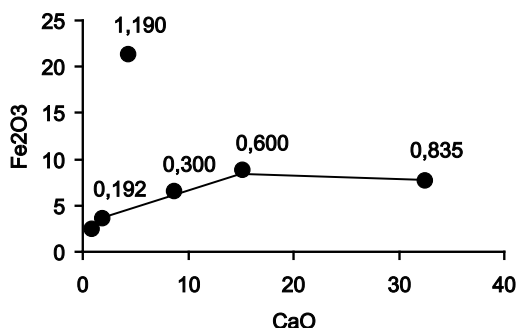


Рис.3. Фигуративные точки составов пород серий массива Томтор. Цифрами обозначены содержания Nb_2O_5 .

Как здесь видно, в распределении Nb_2O_5 главную роль играет CaO . Этот факт не позволяет рассматривать апатит как минерал-концентратор ниобия, что подтверждается данными невыхода ниобия в структуру апатита. Связь CaO с ниобием является преобладающей и может автоматически генерировать связь между фосфором и ниобием.

КАЛИЕВЫЕ УЛЬТРАОСНОВНО-ЩЕЛОЧНЫЕ КАРБОНАТИТСОДЕРЖАЩИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Постановка задачи. В конце прошлого века В.Е.Маккелви [6] писал, что апатитовые месторождения, связанные с щелочными интрузиями, сейчас дают около 15% мирового производства фосфата, главным образом из СССР, Южной Африки, Уганды и Бразилии. Отдельные месторождения содержат миллионы тонн потенциально извлекаемого апатита, а некоторые могут иметь запасы в миллиарды тонн. Большинство из них приурочено к интрузивным комплексам, имеющим кольцевую структуру, и ассоциировано с одним или несколькими типами следующих пород: нефелиновыми сиенитами, карбонатитами ультращелочными породами, такими, как ийолиты и уртиты, и щелочными ультращелочными базитами, такими, как щелочные пироксениты. Характерно, что щелочные комплексы содержат разнообразные минералы, включая минералы ниобия и редких земель. Большинство карбонатитов встречаются на щитах, и многие из них ассоциированы со структурами рифтовых долин.

В России главными объектами добычи фосфатов является Хибинская группа апатит-нефелиновых руд в ийолит-уртитах. Однако, основные резервы апатитового сырья связаны с корами выветривания апатитоносных пород, преимущественно карбонатитов, которые представляют собой интерес в будущем. Руды этого типа успешно разрабатываются в африканских странах, Бразилии и Канаде. Разведаны они и на Томторском, Белозиминском, Ессейском, Татарском месторождениях России.

Особую группу апатитовых месторождений составляют карбонатиты, ассоциирующие с калиевыми магматическими комплексами. Здесь, помимо чрезвычайно важной задачи разработки прогнозных оценок перспективности комплексов калиевой специализации, видна научная проблема объяснения связей кимберлитов и калиевых магматитов с карбонатитами в связи с их совместным нахождением в минерагенических зонах алмаза.

Объекты исследования. Все описываемые в настоящем сообщении комплексы содержат ценные полезные ископаемые. Выявление общих генетических особенностей при разной рудоносной специфике является целью настоящего исследования. использованный фактический материал собирался В.Б.Василенко и Л.Г.Кузнецовой с конца 70-х годов прошлого века до сего дня. Значительную помощь при этом оказали А.В.Толстов (Томторский массив) и В.А.Минин (кимберлиты алмазных месторождений). Обобщенная база данных включает 10 460 силикатных анализов пород, в том числе по породам Томторского массива 2124 анализа (ранее не публиковались). Анализы Ошурковского (193 шт.) и Селигдарского месторождений (1068 шт.) опубликованы ранее [1, 2]. Анализы кимберли-

тов алмазных месторождений (7075) частично опубликованы в работе [3], остальные подготовлены к печати.

Проверка на однородность проведена на часто используемой петрологами диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. В данном случае использована диаграмма систематики магматических горных пород по «Классификации..., 1981) [5].

На диаграмму нанесены не первичные анализы, а средние кластерных групп, полученные при кластерном анализе в каждой совокупности. Распределение средних значений составов кластерных групп показаны в таблице 1.

Томторский массив – месторождение железа, фосфора и редких металлов. На рисунке 1 средние значения кластеров группируются в 6 серий. Ошурковское месторождение апатита. На рис 2 средние значения кластеров образуют последовательность от трахи-дацитов до карбонатитов, в которой можно выделить четыре зоны: трахи-дацитов – трахи-андезитов, габброидов, ультраосновных пород и карбонатитов. Селигдарское месторождение апатита. Последовательность составов начинается от андезитов-базальтов и через составы пород габбро-базальтовых типов до карбонатитов (рис.3). Кимберлиты. На рис.4 впервые показана эволюция северо-западной и северо-восточной ветвей кимберлитового магматизма от наиболее глубинных и алмазоносных щелочных типов месторождений к менее алмазоносным, менее глубинным и менее щелочным породам.

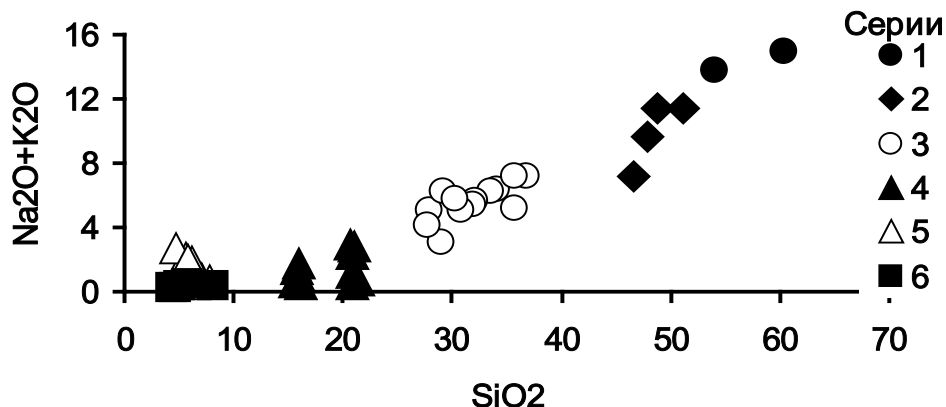


Рис.1. Фигуративные точки средних составов в кластерных группах, объединенных в 6 серий.

Таблица 1

Распределение средних составов пород исследуемых массивов

Массив Томтор													
Серия	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	(TR) ₂ O ₃
1	38	54.75	0.85	20.29	2.37	2.52	0.19	0.45	0.92	13.1	0.29	-	-
2	128	48.11	2.60	21.18	3.63	2.81	0.24	1.12	1.89	8.08	0.96	0.192	0.283
3	723	32.47	3.70	12.02	6.45	7.68	0.63	6.44	8.70	5.09	3.13	0.300	0.229
4	376	18.98	3.03	7.99	8.78	9.28	1.75	4.69	15.15	2.37	6.47	0.600	1.614
5	480	5.77	1.32	3.24	7.67	4.68	2.27	2.83	32.51	0.52	9.60	0.835	0.760
6	409	5.41	2.32	4.48	21.20	20.30	4.87	0.93	4.41	0.19	5.37	1.190	4.817
Мсторождение Ошурково													
Группа	N*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	
1	20	67.10	0.70	15.91	1.71	2.63	1.36	1.89	4.12	4.98	0.25	0.41	
2	17	61.12	0.97	18.81	2.26	1.80	1.83	2.54	4.78	5.44	0.34	0.59	
3	11	56.02	1.42	17.43	3.03	2.49	2.52	4.64	4.99	4.95	0.76	0.59	
4	16	52.17	1.84	17.77	8.48	3.57	3.01	6.01	4.40	4.01	1.33	1.60	
5	15	48.80	2.40	16.34	8.90	4.53	4.31	7.66	3.88	3.47	1.70	1.90	
6	18	45.60	2.86	16.26	3.91	5.52	5.41	8.58	3.74	3.00	2.44	1.51	
7	37	44.77	3.08	14.40	4.08	5.50	6.21	10.02	3.28	2.94	3.22	1.37	
8	18	42.55	2.82	13.65	3.84	5.80	6.80	11.59	2.97	2.65	3.89	1.98	
9	22	40.61	3.29	12.97	3.99	6.15	7.31	13.61	2.78	2.60	4.61	1.47	
10	19	34.04	3.71	10.24	4.14	6.26	7.18	18.17	2.00	2.10	7.62	2.36	
Месторождение Селигдар													
Группа	N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп		
1	6	53.67	13.02	3.49	3.19	10.59	2.27	0.30	4.13	0.50	1.76		
2	75	44.58	15.82	8.65	2.29	12.05	1.82	0.17	4.13	0.70	2.02		
3	87	43.83	17.24	4.97	5.78	10.03	4.40	1.36	3.25	0.49	1.40		
4	36	41.56	17.32	8.70	2.97	12.70	1.36	0.04	3.62	0.48	8.94		
5	45	45.16	8.61	5.27	2.32	11.88	9.35	0.32	2.15	4.63	4.03		
6	17	36.67	9.98	6.16	2.00	13.47	10.22	0.46	2.04	1.94	11.97		
7	10	30.29	3.31	6.79	1.27	15.25	18.33	0.19	0.56	8.12	9.59		
8	101	24.94	2.04	4.75	0.95	12.07	23.07	0.17	0.46	6.00	22.00		
9	50	21.06	1.74	7.61	0.69	8.63	18.40	0.26	0.50	16.24	8.63		
10	66	20.98	0.41	1.40	0.65	13.37	25.90	0.69	0.12	4.04	31.06		
11	14	15.39	2.09	2.44	0.52	12.95	27.55	0.13	0.58	5.50	30.78		
12	103	14.95	0.56	1.77	0.66	15.34	27.20	0.11	0.17	3.91	33.61		
13	32	8.74	0.43	1.93	0.54	15.50	29.94	0.05	0.13	3.96	37.00		
14	45	6.68	0.89	5.47	0.58	11.53	33.58	0.36	0.30	8.64	28.40		
15	45	4.31	0.39	1.63	0.58	15.98	31.89	0.07	0.12	3.78	39.07		
16	90	3.28	0.49	3.85	0.49	15.95	31.45	0.23	0.16	7.00	33.79		
17	137	1.83	0.18	2.11	0.42	18.19	31.00	0.21	0.14	4.49	37.78		
18	109	9.59	0.17	1.93	0.17	1.05	46.86	0.10	0.04	4.59	32.92		
Алмазные месторождения													
Трубка		N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Акп/т		
Ботубинская		1001	29.90	0.42	3.83	5.37	23.55	14.06	1.22	0.44	6.98		
Майская		151	28.56	0.39	4.06	5.16	20.63	16.55	1.20	0.45	5.70		
Нюрбинская		1024	37.81	0.53	5.11	6.54	23.90	12.70	1.06	0.45	8.21		
Интернациональная		400	31.41	0.42	2.78	5.95	28.78	7.39	0.95	0.40	3.90		
Айхал		326	22.92	0.43	2.44	4.26	26.37	17.36	0.87	0.65	4.11		
Удачная-западная		1003	25.69	0.84	4.34	5.98	24.63	15.93	0.72	0.30	1.16		
Мир		725	32.62	1.40	2.50	8.26	27.45	8.47	0.71	0.36	1.90		
Удачная-восточная		803	25.79	1.14	2.17	7.03	11.00	13.76	0.65	0.33	0.63		
Юбилейная		1100	29.96	1.99	2.06	7.14	27.64	10.93	0.34	0.37	0.48		
Сытыканская		542	28.81	1.78	1.88	8.33	27.72	10.87	0.22	0.25	0.43		

*N – количество анализов

*N – количество анализов

Помимо схожести эволюционных петрохимических последовательностей все исследованные комплексы характеризуются наиболее сильной отрицательной

корреляцией CaO с Al_2O_3 в апатитовых месторождениях и с MgO в кимберлитах. Эти данные позволяют считать, что кальций во всех случаях был изъят из кальциевых алюмосиликатов апатитовых месторождений и кальциевых силикатов кимберлитов и связан в кальцит.

Фигуративные точки серий кластерных групп или отдельных кластерных групп описываемых комплексов формируют прерывисто-непрерывные последовательности от щелочных пород до карбонатитов (рис.1-4).

Согласно теоретически и экспериментально изученной Л.Л.Перчуком [7] концепции флюидной экстракции компонентов из магмы при взаимодействии с магмами трансмагматических флюидов, щелочно-углекислые флюиды могут производить карбонатизацию как перидотитовых, так и базальтоидных расплавов, ошелачивая расплавы и экстрагируя во флюид кальций, отличающийся большим химическим сродством с углекислотой. Именно этим можно объяснить постоянную связь щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Ошелачивание перидотитобазальтов, по мнению Л.Л.Перчука, обязательно должно сопровождаться фосфоритизацией ультращелочных пород. Таким образом, чем больше в расплаве CaO , тем дальше может заходить процесс обмена и тем сильнее оказывается степень фосфоритизации расплавов. Этот процесс в кимберлитах сопровождается ростом алмазонасности, что свидетельствует о близости процессов алмазо- и фосфорообразования в карбонатитах [4]. В моделях образования карбонатитов и кимберлитов много общего, но есть и кординальные отличия – это глубина зарождения магматических расплавов. Для кимберлитов она максимальная, для пород Томтора – минимальная (земная кора). Совместное нахождение кимберлитов и пород массива Томтор объясняется тем, что зоны их формирования находились в области влияния мантийных плюмов.

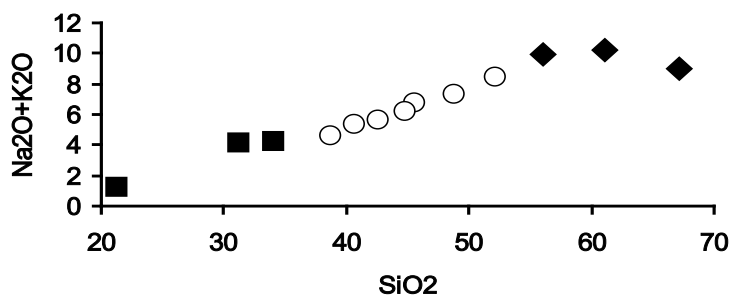


Рис.2. Фигуративные точки средних составов серий кластерных групп Ошурково. Ромбы – андезиты-дациты, кружки – габброиды, квадраты – ультраосновные породы и карбонатиты.

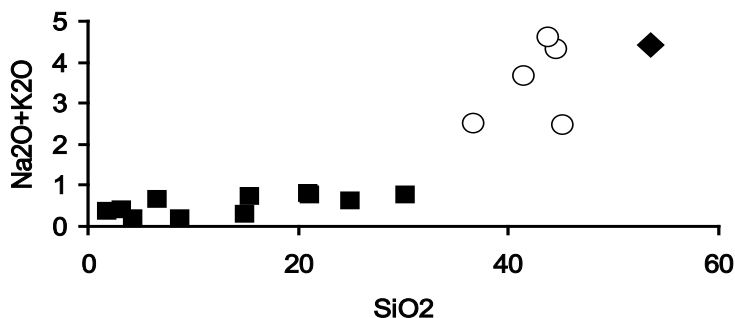


Рис.3. Фигуративные точки средних составов серий кластерных групп Селигдара. Условные обозначения см. на рис.2.

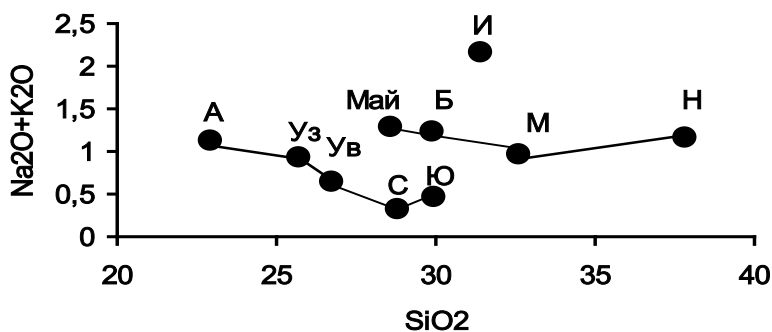


Рис.4. Фигуративные точки средних составов алмазных месторождений Якутии. Буквами обозначены месторождения: А- Айхал, Б – Ботуобинское, И – Интернациональное, М – Мир, Май – Майское, Н – Нюрбинское, С - Сытыканское, Уз – Удачное-западное, Ув – Удачное-восточное, Ю – Юбилейное.

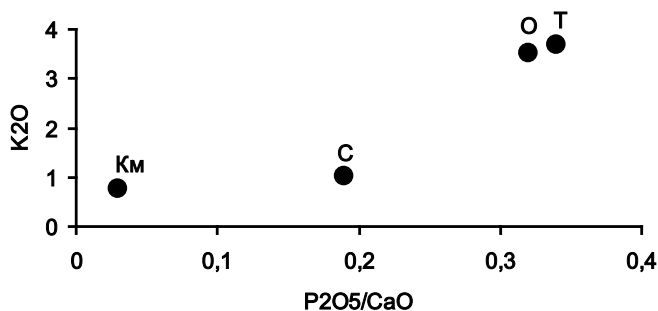


Рис.5. Фигуративные точки средних составов изученных комплексов. Буквы: Км – кимберлиты, С- Селигдар, О – Ошурково, Т – Томтор.

Маккелви В.Е. [6] отмечал также, что лишь около 20% карбонатитовых массивов фосфорносыны. Изученный материал позволяет предложить схему определения относительной фосфорносности карбонатитов (рис.5). Она тем больше, чем выше содержание калия и ниже содержание кальция.

Литература

1. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Холодова Л.Д. и др. Апатитовые породы Селигдара. Новосибирск. Наука. 1982. 215 с.
2. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Серенко В.П. Петрохимия субщелочных карбонатитсодержащих комплексов Сибири (кимберлиты, кимберлитоподобные породы и месторождения апатита). Новосибирск. Наука. 1994. 231 с.
3. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск. Наука. Сиб. предприятие РАН. 1997. 575 с.
4. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Толстов А.В., Минин В.А. Оценка потенциальной алмазносности неизмененных кимберлитов на основе популяционных моделей их составов. Геохимия. 2012. № 12. С. 1098-1118.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие. О.А.Богатиков, В.И.Гоньшакова, С.В.Ефремова и др. М. Недра. 1981. 160 с.
6. Маккелви В.Е. Распространенность и распределение фосфора в литосфере // Фосфор в окружающей среде. Пер с англ. М.: Изд. Мир. 1977. С. 24-46.
7. Перчук Л.Л. Химическое взаимодействие флюидов с магмами // люиды и магматические процессы. М.: Нвука.1982. С. 269-280.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСЕЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ХАРАУЛАХСКОГО СЕГМЕНТА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО- НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Васильев Д.А.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
juorankhay@mail.ru*

На севере Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) (нижнее течение р. Лены) выделяются следующие деформационные этапы: 1) среднепалеозойский рифтогенный, предшествовавший образованию пассивной континентальной окраины [3]; 2) поздне меловой складчато-надвиговый, к которому относится преобладающее большинство складчатых и надвиговых структур территории [1, 2]; 2) поздне меловой сбросо-сдвиговый [1]; 3) палеогеновый рифтогенный [4]; 4) кайнозойский складчато-надвиговый [4]. Природа, кинематика и взаимоотношение деформационных структур, связанных с этими этапами, недостаточно изучены. Нами были проведены детальные структурные исследования на трех ключевых участках западного крыла Ха-

раулахского антиклинория одноименного сегмента ВСНП, сложенных деформированными пермскими и триасовыми отложения [1, 2], сопровождавшиеся массовыми замерами пространственной ориентировки элементов залегания всех наблюдаемых тектонических образований, а также штрихов на зеркалах скольжения разломов.

Участок «Кенгдей» расположен на правом берегу одноименного правого притока р. Лены, к северо-востоку от Кенгдейской палеогеновой впадины. Основной тектонической структурой здесь является Бырлахская синклиналь [1]. Рассчитанная ось этой складки имеет аз. пад. $192^\circ \angle 2^\circ$. Участок «Таас-Арыы» расположен на западном побережье одноименного острова в нижнем течении р. Лены на западном крыле Таасаринской синклинали [2] в 44 км к северо-западу от участка «Кенгдей». Рассчитанная ось складки имеет аз. пад. $354^\circ \angle 3,5^\circ$. Участок «Тиит-Арыы» находится в 18 км к северу от участка «Таас-Арыы» и локализован на западном крыле Хараулахского антиклинория (правобережье р. Лены, напротив о. Тиит-Арыы) в области изменения общего простирания складок с субмеридионального на северо-западное. Рассчитанная ось складчатости имеет аз. пад. $118^\circ \angle 0,5^\circ$. Таким образом, простирание складок между участками «Кенгдей», «Таас-Арыы» и «Тиит-Арыы» изменяется на 74° . Предполагаемая ориентировка осей сжатия, расположенных ортогонально простиранию складчатости, южнее перегиба $264\text{--}282^\circ\text{--}84\text{--}102^\circ$, севернее – $28\text{--}208^\circ$. В целях 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. Надвиگی и взбросы являются самыми распространенными разрывными структурами со смещением. Установлены два преобладающих направления сжатия, при которых они были сформированы: $249,5\text{--}276,5^\circ \angle 6,1\text{--}28,5^\circ$ южнее перегиба складчатости (уч. «Кенгдей» и «Таас-Арыы») и $193,8^\circ \angle 25,0^\circ$ – севернее (уч. «Тиит-Арыы»). Ось растяжения для всех участков является либо субвертикальной (уч. «Кенгдей» – аз. пад. $79,7^\circ \angle 83,6^\circ$), либо крутопадающей (уч. «Таас-Арыы» – $78,8^\circ \angle 61,1^\circ$, уч. «Тиит-Арыы» – $22,8^\circ \angle 64,7^\circ$). Левосторонние и правосторонние сдвиги менее распространены, а на уч. «Таас-Арыы» не были обнаружены. Вычисленные оси сжатия имеют следующие значения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $151,5^\circ \angle 16,4^\circ$, уч. «Тиит-Арыы» – $45,9^\circ \angle 4,3^\circ$. Вычисленные оси растяжения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $35,7^\circ \angle 56,0^\circ$, уч. «Тиит-Арыы» – $138,7^\circ \angle 32,7^\circ$. На уч. «Тиит-Арыы» сдвиги являются преобладающим типом разломов. Сбросовые деформации проявлены достаточно широко, встречаясь на всех участках, хотя по распространенности уступают надвигам. На уч. «Таас-Арыы» сбросы являются преобладающим типом разломов. Вычисленные оси сжатия имеют следующие значения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $101,8^\circ \angle 64,6^\circ$, уч. «Таас-Арыы» – $85,5^\circ \angle 79,3^\circ$ и уч. «Тиит-Арыы» – $135,6^\circ \angle 76,8^\circ$. Вычисленные оси растяжения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $290,8^\circ \angle 25,1^\circ$, «Таас-Арыы» – $245,20^\circ \angle 10,1^\circ$, «Тиит-Арыы» – $285,7^\circ \angle 11,5^\circ$.

Таким образом, в результате морфологического, геометрического и кинематического анализа складчатых и разрывных структур удалось установить следующее:

1) меловой складчато-надвиговый деформационный этап, являющийся основным тектоническим событием региона, происходил при субширотном, субгоризонтальном сжатии ($249,5-276,5^\circ \angle 6,1-28,5^\circ$; уч. «Кенгдей» и «Таас-Арыы») и явился причиной возникновения Хараулахского сегмента ВСНП.

2) субдолготные складчато-надвиговые деформации уч. «Тиит-Арыы» связаны, скорее всего, с более поздним формированием расположенного западнее Оленекского складчатого пояса [6].

3) сдвиги входят в единый структурный парагенез с надвигами и образуются на конечной стадии складчато-надвигового этапа деформаций.

4) сбросовые деформации были сформированы в результате палеогенового рифтогенеза при субширотном субгоризонтальном растяжении (ось растяжения – аз. пад. $245,2-290,8^\circ \angle 10,1-25,1^\circ$).

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ (14-05-31298).

Литература

1. Биджиев Р.А., Горшкова Е.Р., Леонов Б.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская. Лист R-52-III, IV. Объяснительная записка. Москва, 1979. 71 с.

2. Гогина Н.И., Грошин С.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. R-52-I, II. Объяснительная записка. Москва. 1976. 82 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.

6. Prokopiev A., Khudoley A., Ershova V., Vasiliev D. Structure and Late Mesozoic – Early Cenozoic evolution of the Verkhoyansk and Olenek fold belts (Laptev Sea shore) junction zone // 3P Arctic, Stavanger, Norway, October 14-18, 2013. P. 48.

ТРАППЫ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Васильева А.Е., Копылова А.Г.

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

Сибирская платформа представляет регион мощнейшего траппового магматизма. Наиболее объемно он проявился в пределах Тунгусской синеклизы. От

этого ареала его ответвления прослеживаются в краевых частях платформы в пределах антеклиз и поднятий. В данном сообщении приводятся данные о вещественном составе обособленных трапповых интрузивов, расположенных в южной и западной частях Анабарской антеклизы. Пространственное совмещение с более древними базитами докембрийского возраста предоставляет возможность сравнения особенностей составов не только траппов из разных частей Сибирской платформы, но и разновозрастных базитов. Основу данных составляет многокомпонентный анализ образцов, отобранных в естественных обнажениях, вскрытых водотоками. В южной части Анабарского массива траппы представлены как пластовыми так и секущими телами [2]. Они прорывают отложения известняков и доломитов среднего кембрия. Принадлежность их к пермотриасовому возрасту подтверждается данными определений абсолютного возраста, которые укладываются в интервал 242-254 млн. лет. Пластовые интрузии представлены маломощным силлом на р. Оленек выше устья Арга-Салы и крупной Арга-Салинской интрузией. В бассейне р. Арга-Сала и её притоков последняя занимает площадь около 500 км². Мощность ее в береговых обнажениях по данным [2] достигает 30-40 м. Сложены пластовые тела оливиновыми пойкилоофитовыми долеритами. Основные пороодообразующие минералы в них представлены плагиоклазом (An₇₀₋₆₅), низкожелезистым клинопироксеном (Fs₁₃₋₂₀), гортонолитом (Fa₅₄₋₅₆).

Секущие тела южной части Анабарской антеклизы представлены Оленекской дайкой – одной из самых протяженных (300 км) тел на Сибирской платформе. Она расположена в 50-70 км северо-восточнее Арга-Салинской интрузии. Мощность её изменяется от 10 до 25 м. Как и пластовые тела этой части антеклизы дайка сложена оливиновыми пойкилоофитовыми долеритами, в краевых зонах переходящих в микродолериты с порфировыми включениями битовнита (An₈₀). Центральная часть сложена лабрадором (An₆₃), гиалосидеритом (Fa₅₀₋₅₂) и двумя разновидностями авгита (Fs₁₃) и (Fs₂₂₋₂₃).

В северо-западной части Анабарской антеклизы в среднем течении р. Котуйкан дайки пермотриасовых траппов встречены в кристаллических породах протерозоя. Мощность даек 15-30 м, протяженность от 50 до 30 км. Представлены дайки, как и тела южной части антеклизы, оливиновыми пойкилоофитовыми долеритами, в сложении которых участвуют раннемагматические таблитчатый битовнит (An₈₂) и гиалосидерит (Fa₃₇), в основной массе лабрадор (An₇₀₋₆₀), авгит (Fs₁₆₋₁₄), гортонолит (Fa₅₂).

На диаграмме SiO₂ – (Na₂O+K₂O) все точки составов силловой и дайковой фаций траппов Анабарской антеклизы находятся в поле пород базальтолеитовой формации нормальной щелочности калий-натровой серии. Содержание SiO₂ находится в пределах 46,5-49,2, TiO₂ 1,38-1,70, K₂O 0,37-0,77, Fe_{общ} 12,20-14,65, индекс Mg# = 44-51. В этом диапазоне находятся и средние значения этих элементов в разновозрастных интрузивах недифференцированных траппов (наши данные) и покровных базальтах [1] из восточной и центральной частей

Тунгусской синеклизы. На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ траппы антеклизы образуют с ними единое сообщество.

Не отмечается существенных различий в составе микроэлементов в траппах Анабарской антеклизы и в доминирующих типах траппов из других районов платформы. Содержания когерентных элементов Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu, Zn близки к их средним значениям в долеритах, образованных нормальным толеит-базальтовым расплавом [3]. По характеру распределения несовместимых элементов они также близки доминирующему типу траппов Сибирской платформы. Сумма REE в долеритах траппов лежит пределах 66-79, распределение их отличается умеренным фракционированием ($\text{La/Yb}_n = 1,96-2,50$). Наличие Nb-Ta минимума на спайдер-диаграмме несовместимых элементов, характерное для траппового магматизма, отношение в них $(\text{Nb/La})_{\text{pm}} < 1$, возможно, свидетельствует о влиянии корового компонента [4]. Для определения глубины формирования мантийных источников используют отношения некогерентных элементов. По индикаторным оценкам глубины плавления $\text{La/Sm} < 3$, $\text{Gd/Yb} < 2$, $(\text{Tb/Yb})_{\text{pm}} < 1,8$, траппы образовались из мантийного источника, равновесного со шпинелью. Подтверждением этого является и положение точек составов траппов на спайдер-диаграммах и на графиках парных отношений Zr, Nb, Y, Zr/Nb к La, где они формируют единую совокупность и близки к составу E-MORB, что свидетельствует о ведущей роли источника такого типа в их образовании.

Совмещение в пределах Анабарского массива продуктов пермо-триасового и докембрийского магматизма дает возможность использовать в качестве сравнительного материала вещественный состав пород разного возраста. Для сравнения на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ нанесены фигуративные точки средних составов докембрийских долеритов Анабарского массива. По суммарному содержанию K_2O и Na_2O последние располагаются в поле субщелочной серии и, кроме того, отличаются от траппов более высокими содержаниями TiO_2 и P_2O_5 . На спайдер-диаграммах тренды докембрийских базитов выделяются более высокими содержаниями практически всех несовместимых элементов и значения их близки базальтам типа OIB. Особенно существенно обогащены они крупноионными литофилами Ba и Rb и элементами титановой группы Zr, Nb, Hf, Ta. Характер распределения REE в них отличается заметным фракционированием ($\text{La/Yb}_n = 6,0-9,2$), суммарное содержание REE (ppm) (136-174) значительно превосходит его значение в траппах. Результаты сопоставления позволяют констатировать тождественность петрохимических и микроэлементных составов траппов Анабарского массива и Тунгусской синеклизы и уверенное отличие их от докембрийских долеритов.

Таким образом, пермотриасовые интрузивы Анабарской антеклизы являются составной частью траппового плюмового магматизма, охватывающего огромную территорию Сибирской платформы. Влияние плюма не ограничилось синеклизами, а распространилось в виде даек и пластовых интрузий на значительно боль-

шей территории, охватывающей участки консолидированной литосферы в областях развития антеклиз. Основой плавления для траппов являлась относительно однородная мантия, по геохимическим параметрам близкая к источнику E-MORB. Основные отличия составов отдельных интрузивов обусловлены, в основном, процессами дифференциации на месте становления магматических тел или в промежуточных разноточных очагах.

Литература:

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве. // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С.339-353.
2. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука. 1979. 264 с.
3. Олейников Б.В., Томшин М.Д. Эволюция состава интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во времени // Траппы Сибири и Декана. Новосибирск: Наука. 1991. С.39-63.
4. Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., et al. Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 171-188.

ВОДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ТААТТА

Васильева О.И., Чжан Т.Р., Попов В.Ф.

СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Река Таатта – левый приток р.Алдан (бассейн р.Лены) имеет длину 414 км и площадь бассейна 10 200 км², берет начало на Приленском плато на севере Амгинского улуса и проходит через Чурапчинский и Таттинский улусы. С учетом климатического фактора река является крайне важным объектом для водоснабжения на коммунально-бытовые нужды, орошение сельскохозяйственных культур и сенокосных угодий, тем более что бассейн реки относится к региону с острым дефицитом водных ресурсов. Бассейн реки Таатты характеризуется наличием широкого распространения аласов, которые на отдельных участках занимают более 35 %. Аласы обычно задерживают поверхностные воды, уменьшая сток рек, что особенно заметно в маловодные и средние по водности годы. Для водосборов с большими площадями, сток обычно меньше средней зональной величины примерно на 15 – 20 % [1].

Особенности водного режима р. Таатта соответствуют характеру ее питания. Годовой гидрограф отличается высоким половодьем, пик которого приходится на конец мая – начало июня. В этот период проходит до 60 % от общего объема го-

дового стока. В летний период река очень маловодна, нередко местами пересыхает, что объясняется непостоянным питанием, большим испарением, наличием в долине бессточных котловин. Зимний режим отличается продолжительностью устойчивого ледостава, в декабре-январе река обычно промерзает до дна.

В справочнике «Основные гидрологические характеристики» за 1975 г. приведена сводка наблюдений за расходом воды р.Таатта – с.Ытык-Кюель (площадь водосбора 7190 км²). Продолжительность периода наблюдений с подсчетом стока составила всего 3 года (1946, 1964, 1965 гг.). Средний расход за период наблюдений 0,19 м³/с, модуль стока – 0,026 л/с·км². Наибольший наблюденный расход 11,3 м³/с от 4 июня 1946 г. При этом средний годовой модуль стока за 1946 г. составил 0,06 л/с·км².

Средний годовой сток территории в значительной мере повторяет распределение осадков, для данной территории характерно наименьшие значения модуля речного стока – менее 1 л/с·км² [1]. При этом следует подчеркнуть, что для р.Таатты исходя из природно-климатических условий достаточно трудно подобрать реку аналог, имеющую довольно длительный ряд гидрологических наблюдений. Река Амга является самой близлежащей рекой по отношению к реке Таатта, где проводились наиболее длительные гидрологические наблюдения, но она не может быть аналогом реки Таатта, так как имеет более значительные размеры, берет начало в Алданском нагорье и более половины своей протяженности протекает в области сильного проявления карста.

Определение максимального расхода воды в реке Таатта в многолетнем цикле не проводилось и поэтому может иметь только оценочный характер. Следует отметить, что заметное влияние на сток оказывают аласы, в периоды половодья аккумулируют талые и дождевые воды, а в случае переполнения ими сбрасывают некоторую часть этих вод в речную сеть.

По карте коэффициентов вариации годового стока C_v [1] дает цифру 1 и более. По нашим же расчетам коэффициент вариации по разным признакам изменяется в пределах интервала 1,5-2,0. Что не характерно для такого типа реки, из чего можно сделать вывод, что река Таатта является уникальной в условиях России, может даже мира.

В отдельные годы река является источником катастрофических наводнений, происходящие в ряде населенных пунктов, расположенных в долине р. Таатта, вследствие этого также стоит проблема обеспечения безопасности гидротехнических сооружений. Наиболее значительное наводнение произошло весной 2007 года, когда вешней водой затопило более половины территории села Ытык-Кюель. После этого наводнения в Ытык-Кюель была построена защитная дамба протяженностью 14,2 км с водосбросными, водопропускными и ливнепропускными сооружениями, мостовые переходы различного назначения.

Формированию паводков на реке Таатта благоприятствуют следующие факторы: распространение многолетнемерзлых пород, бассейн реки сложен лессо-

видными суглинками, характер выпадения осадков в годовом и многолетнем циклах. Многолетнемерзлые породы протаивают в летний период на незначительную глубину и создают условия для быстрого попадания вод с водосбора в речную сеть. Лессовидные суглинки могут удерживать в себе значительное количество влаги, которое, замерзнув осенью, может сыграть в период весенних и летних паводков следующего года. В этом случае небольшие по суммарному слою дожди формируют паводки, особенно на малых реках. Отметим, что основное количество осадков выпадает в летний период до 50-60 % от нормы за год. При этом во влажные годы характерны обложные дожди, проходящие подряд. В некоторые годы возможны обильные дожди и ливни, которые в зависимости от состояния деятельного слоя может значительно влиять на паводковую ситуацию.

Река Таатта имеет значительное количество гидротехнических сооружений, при этом «логистика» водопользования начинает формироваться только в последние годы. Также стоит вопрос, в многолетнем цикле, о надежности гидротехнических сооружений по отношению к экстремальным природным условиям.

Для этого рекомендуется разработать схему комплексного использования водного объекта совместно с администрациями улусов, где река Таатта наиболее влияет на жизнедеятельность населения [2].

Схема разрабатывается в целях определения допустимой антропогенной нагрузки на водный объект и потребности в водных ресурсах в перспективе. Еще одна цель – определить основные направления деятельности по предотвращению негативного воздействия вод. Одной из главных задач, устанавливаемых схемой является составление водохозяйственных балансов, предназначенных для оценки количества и степени освоения доступных для использования водных ресурсов в границах данного речного бассейна; расчеты потребностей водопользователей в водных ресурсах по сравнению с доступными для использования водными ресурсами в границах бассейна, водохозяйственных участков при различных условиях водности (с учетом неравномерного распределения поверхностного и подземного стоков вод в различные периоды, территориального перераспределения стоков поверхностных вод, пополнения водных ресурсов подземных водных объектов), а также лимиты забора водных ресурсов из водного объекта и лимиты сброса сточных вод, квоты забора водных ресурсов и сброса сточных вод, соответствующих нормативам качества [2].

По реке имеется недостаточное количество гидрологической информации для прогнозирования гидрологической ситуации, в том числе в реальном времени. В селе Ытык-Кюель имеется гидрологической пост за измерениями уровня, но нет информации о расходах реки, в том числе в многолетнем цикле.

Таким образом, рекомендуется установить гидрологический пост, с обязательным измерением расхода воды в реке Таатта, с оборудованием постоянного гидрологического створа. Кроме того целесообразно изучение формирования стока по всему водосбору р.Таатта и для этого требуются исследовать сток в различ-

ных пунктах по протяженности реки, проводить в весенний период снегомерные съемки по площади водосбора реки.

Литература:

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 17. Лено-Индигирский район. Под ред. Протасьева М.С. Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 652 с.
2. Сиваков Д.О. Водное право. Учебно-практическое пособие. М.: Юстицинформ, 2007. – 262 с.

**КОРРЕЛЯЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В РУДАХ
ПЕРВОЙ И ВТОРОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МАЙСКОЕ»
(ЧУКОТСКИЙ АО) И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ
ОБОГАЩЕНИЯ**

Вилкова С.Э.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург, vilkova_svetlana92@mail.ru*

На золоторудном месторождении «Майское» (Чукотский АО) запасы золота находятся как в сульфидных (первичных), так и в окисленных рудах. Между первичными и окисленными рудами могут находиться руды переходной зоны, в которых также находится золото.

Исследования проводятся на малых технологических пробах различных рудных зон, представляемых геологической службой рудника по утвержденному плану.

Помимо разделения руды по степени окисленности первичные сульфидные руды также подразделяются на высокоуглеродистые (I рудная зона) и низкоуглеродистые (II рудная зона) [3]. Низкоуглеродистые руды обычно являются более крепкими и при измельчении дают меньше шламов.

Критериями разделения руды на сорта является содержание углерода органического в исходной руде, соотношение серы сульфидной и общей, наличие свободного, гравитационно извлекаемого золота и результаты флотационных тестов.

Один из возможных способов снижения содержания углерода органического в питании флотации – предварительная углеродная флотация.

Проведена серия экспериментов по углеродной флотации в кислой среде. Цель – собрать во флотационный концентрат максимальное количество углерода при минимально возможном количестве золота.

На первой стадии данного эксперимента производилась флотация органического углерода из исходной пульпы, с помощью органического собирателя (ди-

зельное топливо), пенообразователя OPF597 и соснового масла. Для создания кислой среды в пульпе применялся активатор медный купорос $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Исследования проведены на пробах Т-359 (I рудная зона), Б-250-51 (II рудная зона). Проба Т-359 характеризует золото-сульфидный тип рудного тела № 1 горизонта +223, руда представлена серицитолитами дробленными, смятыми, с убогой вкрапленностью сульфидов. Проба Б-250-51 характеризует золото-сульфидный тип рудного тела № 32 горизонта +140, руда представлена дайкой гранит-порфиров и алевролитами дробленными, с убогой вкрапленностью сульфидов.

Полученные материалы представляли собой высушенные концентраты и хвосты флотационных тестов, с размером частиц не более 25 микрон (порошковатая фракция). По итогам было получено по 6 проб (М01-М12) из каждого исследования (по 3 концентрата и хвоста из каждой рудной зоны), общей сложностью 12 штук. Далее в химико-аналитической лаборатории, которая находится непосредственно на месторождении, был проведен пробирный анализ. Результаты анализа приведены в таблице 1 «Показатели обогащения пробы Т-359 и Б-250-51». По результатам химического анализа продуктов флотационных тестов Т-359 и Б-250-51 обнаружена корреляционная зависимость содержания органического углерода и содержания рудных компонентов в получаемом концентрате.

Далее материалы проб, полученные на месторождении, были направлены на многоэлементный анализ пород, который проводился в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «ELAN-6100 DRC». Применен способ разложения проб сплавлением, основанный на полном растворении породы в плавне – метабората лития и переведении образующейся смеси твердых комплексных оксидов в раствор азотной кислотой. Относительная погрешность определения элементов не превышала 5-10%. Результаты анализа получены с погрешностями, не превышающими значений, приведенных в таблице 2 «Результаты анализа ICP-MS», % отн.(III категория точности).

Изучив распределение химического состава в пробах М-01 – М-12, было выявлено, что в накопление и распределение таких элементов как Fe_2O_3 , Ga, Rb, Y, Be, Na_2O , MgO , Al_2O_3 , P_2O_5 , K_2O , CaO , TiO_2 , MnO , Nb, Mo, Sn, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Th, U (породообразующие и редкие элементы) с порядком подачи реактивов в опытах углеродной флотации не имеет какой-то определенной закономерности, то есть распределение этих элементов происходит равномерно во всех флотационных тестах [1].

Редкие химические элементы V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb накапливаются закономерно во всех опытах, при этом наибольшее накопление происходит в концентратах экспериментов. Такие элементы как Sr и Sb накапливаются не в концентратах, а в хвостах флотационных экспериментов.

Таблица 1

Показатели обогащения пробы Т-359 и Б-250-51 (Опыт №1,2)

Продукт	Выход продукта, г	Выход продукта, %	Содержание Au, г/т	S общ, %	S сульф., %	C общ, %	C орг, %	Sb, %	As, %	Fe, %
Тл-1236 к-т	62,95	15,3	12,6	5,47	4,9	3,56	3,17	0,44	1,01	5,51
Тл-1236 хв	900,24	93	10,73	3,61	3,28	0,72	0,36	0,14	0,07	3,99
Тл-1237 к-т	97,66	9,8	17,67	6,6	6,08	2,64	2,25	0,51	1,39	6,29
Тл-1237 хв	865,1	89	8,14	3,41	3,09	0,7	0,33	0,1	0,61	3,89
Тл-1238 к-т	77,88	12,35	6,8	2,77	2,18	3,06	2,56	0,66	0,72	3,35
Тл-1238 хв	884,64	91	9,06	3,82	3,35	0,71	0,34	0,11	0,69	4,18
Тл-1239 к-т	85,82	11,16	11,07	2,71	1,66	0,24	<0,2	0,29	0,99	3,61
Тл-1239 хв	872,22	91	5,04	1,82	1,4	<0,2	<0,2	0,05	0,64	2,36
Тл-1240 к-т	85,05	11,24	14,6	3,55	2,47	0,26	<0,2	0,36	1,2	4,22
Тл-1240 хв	871,3	91	4,78	1,72	1,27	<0,2	<0,2	0,04	0,61	2,28
Тл-1241 к-т	105,06	9,09	22,67	8,23	7,1	0,25	<0,2	0,34	1,46	7,73
Тл-1241 хв	850,72	89	3,66	0,97	0,14	<0,2	<0,2	0,03	0,56	1,78

На основе полученных данных построены спайдер-диаграммы состава вмещающих пород. В пробах 1 рудной зоны, представленная серицитолитами с высоким содержанием органического углерода, выявлена слабоотрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0,75-0,92$); пробы 2 рудной зоны, состоящие из гранит-порфиров и алевролитов с невысоким содержанием органического углерода, имеют схожую с 1 рудной зоной слабоотрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^*=0,61-0,75$) [2]. Наблюдается заметное влияние флотационных реагентов на концентрацию европия в пробах: вне зависимости от состава вмещающих пород существенное накопление европия происходит в концентратах флотационных тестов, нежели в хвостах. Слабоотрицательная европиевая аномалия, выравнивание и ее положительное стремление свидетельствует об эндогенном преобразовании пород. Наиболее очевидной доминирующей причиной возникновения европиевой аномалии могли служить процессы магматической кристаллизационной дифференциации, которые в восстановительных условиях сопровождались резким диспропорционированием двухвалентного европия между твердой фазой и остаточным расплавом с преимущественным накоплением его в полевых шпатах [4].

Таблица 2

Результаты анализа ICP-MS

	Be	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	V
	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm
M-01	2,93	0,37	0,86	14	49,5	0,22	2,97	1,4	0,71	123
M-02	2,52	0,26	0,82	12,8	59,2	0,21	2,76	1,39	0,58	102
M-03	3,33	0,33	0,84	13,5	49	0,21	2,95	1,38	0,68	110
M-04	2,66	0,34	0,82	11,9	57	0,2	2,6	1,36	0,57	97,4
M-05	3,6	0,41	1	16,5	57,5	0,25	3,61	1,54	0,84	139
M-06	3,85	0,28	0,9	13,6	63,5	0,23	3,01	1,51	0,66	109
M-07	3,35	0,31	0,75	15	59,7	0,16	3,34	1,34	0,61	109
M-08	2,89	0,25	0,56	12,1	67,7	0,15	2,69	1,34	0,6	91,1
M-09	3,81	0,23	0,76	14,8	58,5	0,15	3,31	1,35	0,6	109
M-10	2,29	0,27	0,57	12,9	71,1	0,17	2,9	1,35	0,62	95,8
M-11	4,18	0,28	0,7	13,6	54,2	0,15	2,95	1,36	0,54	101
M-12	2,57	0,27	0,59	12,9	71,4	0,16	2,92	1,35	0,59	97,8

Таблица 2. Продолжение

Cr	MnO	Fe2O3	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr
ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
122	0,16	7,63	26,8	86,9	838	2320	18,6	0,67	233	448
94	0,17	7,63	17,3	53,9	240	519	16,7	2,15	221	374
118	0,15	8,93	26,4	89,5	480	2880	17,7	1,72	225	434
93,2	0,17	7,03	16,5	57,1	446	384	16	1,75	202	355
168	0,18	6,34	19,1	79,4	125	1330	22,6	1,63	287	513
101	0,19	6,87	19,6	63,3	131	639	18,7	2,03	240	415
127	0,023	6,25	9,84	40	365	124	208	2,15	225	517
98,1	0,012	4,4	6,52	22,9	302	33,8	17,5	1,97	182	528
126	0,026	7,46	12,9	48,5	309	130	19,5	3,22	233	540
115	0,012	4,47	6,55	23,9	372	38,3	17,5	2,55	190	581
133	0,021	11,4	23,4	74,4	275	142	18,4	1,8	08	485
108	0,013	3,52	4,73	18	30,7	39,3	17	2,26	196	579

Таблица 2. Продолжение

Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
25,2	149	11,7	4,23	15,3	648	20	660	30,7	64,3	7,76
23,9	157	10,7	1,72	14,9	779	16,7	581	29,6	61	6,86

24,6	145	11,3	3,95	37,9	1600	18,5	629	30,2	61,8	7,24
23	145	10,6	1,82	15,1	374	14,4	543	27,1	57,2	6,74
29,4	175	13,8	4,73	45,6	1300	22,4	747	36	74,2	8,97
25,1	163	11,4	1,87	20,5	229	16,3	621	29,5	60,4	7,09
18,5	157	11,5	8,49	13	242	16,5	681	31,8	61,8	7,2
19,2	182	11,5	1,16	10,4	59,1	13,2	615	39	80,6	9,24
18,2	153	12,1	5,62	17,2	661	18	693	30,6	59,8	7,32
19,5	180	12,3	1,38	12,2	2,2	14	634	38,3	76,8	8,66
17,1	144	11,2	5,47	13,1	630	16,7	655	29,6	58,5	6,96
18,8	203	12,1	1,23	10,5	36,5	14,2	627	36,1	73,5	8,05

Таблица 2. Продолжение

Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er		Yb	Lu
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
32,7	6,48	1,6	5,44	0,87	4,73	1,04	2,8	0,41	2,96	0,38
29,8	6,24	1,43	5,37	0,86	4,37	0,95	2,31	0,34	2,3	0,34
30,2	5,41	1,59	5,1	0,86	4,58	1,03	2,69	0,41	3,11	0,42
27,1	5,57	1,48	5	0,74	4,27	0,89	2,35	0,35	2,53	0,3
37,5	698	2,03	6,58	1,01	5,31	1,24	3,27	0,48	3,11	0,48
29,1	6,07	1,63	5,22	0,87	4,76	1,07	2,56	0,41	2,85	0,37
29,9	5,54	1,12	4,54	0,65	3,59	0,77	1,96	0,29	1,99	0,27
35,6	6,03	1,11	5,14	0,76	3,56	0,79	2,13	0,32	1,88	0,31
28,3	4,89	1,1	4,33	0,63	3,3	0,74	1,99	0,29	2,11	0,29
33,8	5,67	1,11	5,23	0,72	3,64	0,75	2,11	0,32	1,96	0,31
28,9	5,23	1,13	4,01	0,61	3,38	0,66	1,92	0,32	1,82	0,27
34,4	5,98	1,19	4,83	0,7	3,68	0,73	2,17	0,27	1,96	0,29

Таблица 2. Продолжение

Hf	Ta	W	Pb	Th	U
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
3,87	0,96	13,5	118	14,2	7,66
4,31	0,9	14,6	287	13,9	6,17
4,21	0,98	12,4	1020	13,4	7,28
4,16	0,93	13,2	122	13,2	6,06
4,49	1,08	15,8	1130	16,2	8,85
4,45	0,92	13,7	81,2	14,5	6,88
4,05	1,15	21,4	57,4	20,4	6,97
4,79	1,04	18,9	41	19,7	5,4

4,53	1,1	20,2	320	20	6,72
4,97	1,04	20,9	108	20,5	5,83
3,99	1,05	19,4	115	19,1	6,87
5,55	1,05	19,7	55	19,6	5,7

В дальнейшем планируются произвести: 1) исследование минералого-петрографических особенностей руд для получения генетической информации о процессах рудообразования и 2) изучить форму нахождения органического углерода методом рентгенофазового анализа.

Литература:

1. Бортников Н.С., / Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования/ Геология рудных месторождений, 2004, том 46, №6, с. 475-50912.
2. Винокуров С.Ф., / Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение./ДАН 1996, том 346, №6, с. 792-795
3. Григоров С.А., Гольфрид У.Д., Луценко В.Г., Процкий А.Г., Розенблюм А.С., Отчет о геологоразведочных работах на Майском золоторудном месторождении за 1976-1980 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1 октября 1980 г. – Майский. МГРЭ, 1980.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. М.: Мир, 1988.384 с.

О ВЛИЯНИИ СТРУКТУРЫ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ НА ЗОЛЬНОСТЬ УГЛЯ

Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.

Институт горного дела Севера СО РАН, г. Якутск

Результатами геологической разведки угольных месторождений на разных стадиях изучения недр являются построенные по дискретной сети наблюдений графические и цифровые модели, которые в большом числе случаев недостаточно достоверны [3]. Погрешности моделей приводят к тому, что фактические качественные и количественные показатели твердого топлива и их изменчивость в динамике при ведении горных работ не соответствуют тем, которые прогнозировались. В условиях постоянного усложнения горно-геологических условий разработки угольных месторождений, вовлечения в эксплуатацию сложных по структуре и неоднородных по качеству залежей возникает необходимость более четкого и однозначного понимания механизмов формирования ряда важных для потре-

бителей показателей качества для целей более эффективного управления ими при доразведке, добыче, углеподготовке и обогащении.

В ИГДС СО РАН с учётом накопленных наукой и практикой знаний по изучению особенностей месторождений коксующихся углей Южной Якутии, тенденций развития техники и технологий добычи и первичной переработки угля развивается методический подход, связанный с повышением уровня использования геологического потенциала на основе дифференциации зольности на отдельные составляющие [2]. При освоении сложноструктурных месторождений Южной Якутии выделение, анализ и оценка этих составляющих, которые учитывают свойства угля, породных прослоев в нём и вмещающих пород, пространственную неоднородность геологических признаков, являются резервом повышения качества добываемого угля и полноты его извлечения на базе разработки ряда технологических и организационных мероприятий. При оценке общего потенциала снижения зольности рядового угля значительный интерес представляет составляющая, связанная с внутрипластовыми породными и высокзольными прослойками (более 0,05 м), извлечение которых существующими и перспективными геотехнологиями возможно.

Для оценки степени влияния данной составляющей на основе обработки данных интервального опробования предварительной и детальной разведки (более 500 скважин) Эльгинского месторождения [1] были рассмотрены и проанализированы породные и высокзольные пропластки во всех его основных рабочих пластах. Оценивалась суммарная мощность и количество пропластков, характер распределения их в пространстве, коэффициент сложноструктурности (отношение суммарной мощности пропластков к общей мощности пласта), зависимость зольности угольных пластов от мощности извлекаемых породных прослоев. С помощью горно-геологической информационной системы «MINEFRAME» были построены карты изолиний суммарной мощности высокзольных минеральных включений по пластам.

Проведенное изучение показало, что наблюдается неравномерность распределения породных прослоев по площади и в пространстве. Из анализа построенных частотных распределений суммарной мощности пропластков и их количества по 4 основным пластам следует, что обе характеристики сложности строения пластов имеют определенные различия, которые необходимо учитывать при формировании перспективных и текущих планов развития горных работ.

Расчеты показали, что потенциал снижения общей зольности за счет данной составляющей достаточно высок. Превышение общей зольности над зольностью без учёта засорения пропластками мощностью более 5 см колеблется по разным пластам в диапазоне от 3 до 12 %. Проведенное изучение и расчёты по варьирующему в достаточно широких пределах коэффициенту сложноструктурности основных рабочих пластов позволили выявить наиболее сложные и относительно простые по данному показателю пласты.

Следующим шагом при оценке влияния пропластков на снижение зольности стало более детальное изучение характера пространственного распределения прослоев внутри каждого из пластов. По результатам анализа визуализированной с помощью цифровой модели месторождения структуры пластов выявлен и исследован пласт, для которого характерна концентрация пропластков в его нижней области практически по всей площади распространения. Для количественной оценки различий по зольности между верхней и нижней частями пласт был разделен по вертикали на две области. В первую были включены данные интервального опробования по скважинам в интервале от отметки кровли пласта до первого встреченного породного или высокозольного прослойка («верхняя пачка»); во вторую – интервалы скважин от верхней отметки этого пропластка до подошвы пласта («нижняя пачка»). Для изучения характера изменения зольности угля с учетом засорения его породными и высокозольными включениями пласт был разделен по площади на 5 условных блоков в направлении с северо-запада на юго-восток.

Проведенная обработка средневзвешенных значений мощности и зольности угля и прослоев показала, что между пачками существуют значимые статистические различия. Общая зольность «верхней пачки» в целом на 9,4 % (8,3 - 11,4 % по блокам) выше, чем в «нижней». Средняя мощность верхней области составляет 5,7 м (4,4 – 6,7 м), нижней – 3,5 м (3,0 – 4,2 м). При этом в нижней области разница между общей зольностью и зольностью без учета пропластков, средняя мощность которых 0,4 м, составляет 5,9 % (5,3 - 6,8 %).

Руководствуясь полученными данными, можно говорить о целесообразности разработки данного пласта двумя подступами с формированием двух самостоятельных угольных потоков с разным качеством. Решение о выемке нижней области пласта валовым или селективным способом требует дополнительного изучения. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что при дополнительном изучении георесурса, в том числе связанного с появлением новых знаний о нем, могут выявляться геологические возможности, ведущие к появлению технологических резервов повышения эффективности разработки сложноструктурных месторождений.

Учитывая то, что уровень знаний о георесурсе в процессе проведения эксплуатационной доразведки, опережающего и забойного опробования будет повышаться, следует ожидать усложнения структуры угольных пластов месторождения. Это необходимо иметь ввиду при выделении и последующем геотехнологическом картировании зольности по составляющей, связанной с высокоминерализованными пропластками, в том числе с учетом взаимного влияния других показателей, характеризующих качество угля (выход концентрата, спекаемость, коксуюемость, теплота сгорания, наличие вредных компонентов и др.).

Учёт рассмотренной составляющей зольности с разной степенью детализации в пределах месторождения, его пластов и их участков будет способствовать: по-

вышению степени изученности горно-геологических условий планируемых к отработке технологических блоков; росту уровня достоверности прогнозов распределения полезных и вредных компонентов минеральных примесей в массиве и добываемых углях; росту полноты извлечения угля из недр.

Литература:

1. Гаврилов, В. Л. База данных по геологическому опробованию Эльгинского угольного месторождения / В. Л. Гаврилов, А. Ю. Захарова, Е. А. Хоютанов // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621418. Оpubл. 20.11.2014, Бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем», №11.

2. Гаврилов В. Л. О влиянии сложности строения Эльгинского месторождения на полноту и качество извлечения угля / В. Л. Гаврилов, Е. А. Хоютанов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всерос. науч.-практ. конф. (г. Якутск, 1-3 апреля 2014 г.). – Якутск, 2014. – С. 104-107.

3. Рогова Т., Шаклеин С. Достоверность запасов угольных месторождений. Количественная оценка и мониторинг. — Saarbrücken, Lambert Academic Publishing, 2011. – 508 с.

О РЫНОЧНОМ ПОТЕНЦИАЛЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПОЛЯРНЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ

Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А.

Институт горного дела Севера СО РАН, г. Якутск

На результативность хозяйственной деятельности в заполярных районах Якутии дополнительное негативное влияние оказывает ряд факторов, таких как: экстремальные природно-климатические условия, очаговый характер освоения, отсутствие нормальной транспортной и энергетической инфраструктуры, очень низкая плотность населения и связанный с этим ограниченный объем потребления различных ресурсов, в том числе топливно-энергетических. Данные предпосылки обуславливают необходимость корректировки используемых сейчас подходов при оценке рыночного потенциала минерально-сырьевых ресурсов региона.

В настоящее время Государственным балансом запасов в 13 северных районах РС (Я) учитывается 15 месторождений каменного и бурого угля различных технологических марок с запасами по категории А - 52,2 млн. т, В - 110,2 млн. т, С₁ - 270,6 млн. т, С₂ - 199,3 млн. т. Разработка этих месторождений может закрыть суммарные потребности региона в ТЭР при существующем уровне потребления на многие десятки лет. Практически все указанные месторождения разведаны в прошлом веке, в основном в 40-60-е годы, по действовавшим в то время критери-

ям оценки. Кроме того, в процессе общего геологического изучения рассматриваемых территорий были выявлены многочисленные углепроявления [2, 6 и др.], требующие, в случае их востребования государством или потенциальными пользователями недр, полноценной разведки и технико-экономической оценки в соответствии с современными требованиями.

Доля экономически эффективных для разработки запасов, то есть рентабельных, называемых иногда «активными», отвечающих современным требованиям, для угольных месторождений Арктики по разным оценкам составляет менее 20 % от общего количества учтенных [5]. А доля таких запасов в прогнозных ресурсах ещё меньше. В методике выделения активной части запасов нераспределенного фонда [3] предлагается для каждой залежи проводить анализ с учетом ряда факторов. В их числе геолого-промышленный тип полезного ископаемого, содержание полезных и вредных компонентов, размеры залежей по запасам и, что крайне важно для заполярных районов Якутии, инфраструктурные ограничения, связанные с географическим положением месторождений, которое в случае необходимости оценивается с максимальной детализацией. При оценке георесурсного потенциала месторождения или его участка необходимо учитывать и оценивать влияние реальных географических условий его освоения, различия качественных и количественных свойств полезного ископаемого на производительность труда, себестоимость, удельные капиталовложения [4].

Кроме того, объективная оценка технико-экономического потенциала запасов должна учитывать современные горно-геологические и рыночные требования к георесурсу, реальный спрос на получаемую или предполагаемую к получению продукцию со стороны существующих или потенциальных потребителей, достижения науки и практики в области горных технологий и способов утилизации твердого топлива. Такую оценку целесообразно производить путем сравнения уровней экономической эффективности использования оцениваемого георесурса и базового, например, на разрабатываемых месторождениях, с учетом поправочных коэффициентов природных, технологических и экономических условий рассматриваемых территорий. Набор факторов, подлежащих учету, и степень их влияния в каждом случае будут различны, но при этом они должны учитывать географические, геологические, экономические, экологическое, финансовые различия районов, в которых находятся оцениваемые месторождения.

Проведенный анализ влияния внешней среды на доступность угольных месторождений севера Якутии в разрезе: республиканский рынок, российский, зарубежный показывает следующее. В условиях инерционного мышления по отношению к применяемым подходам к обеспечению региона топливными ресурсами вытеснение или полное замещение угля в топливно-энергетическом балансе может продолжиться. Сложная и дорогая логистика, равный или худший уровень качества угля практически всех месторождений региона по сравнению с расположенными в более благоприятных условиях, использование традиционных геотех-

нологий добычи угля на действующих или новых предприятиях, не создающих дополнительных конкурентных преимуществ, говорят о том, что поставки угля из заполярных районов Якутии на российский или зарубежный рынок экономически нецелесообразны даже в периоды с благоприятной конъюнктурой рынка [1].

Рост внимания к развитию Арктической зоны России, планы по масштабному освоению части её минерально-сырьевых ресурсов, реабилитация Северного морского пути позволяют обсуждать вопрос освоения угольных месторождений лишь в долгосрочной перспективе. Речь при этом может идти только о тех месторождениях, которые расположены в непосредственной близости от морского побережья, при условии очень благоприятного стечения обстоятельств и масштабной государственной поддержке.

Суммируя, можно констатировать: лишь незначительная часть существующих балансовых запасов будет реально востребована в средне- и долгосрочной перспективе. Без создания новых масштабных горнодобывающих производств в заполярных районах Якутии местные угольные ресурсы будут использоваться только для удовлетворения существующих крайне ограниченных потребностей проживающего на этих территориях населения. В такой ситуации правомерно ставить вопрос об отработке наиболее привлекательных по технико-экономическим критериям участков балансовых месторождений с максимально высоким качеством добываемого угля, расположенных в местах с наилучшими транспортно-логистическими условиями (максимальная близость к основным потребителям, судоходным рекам или морю). С другой стороны, в случае принятия региональными органами управления решения о более широком использовании угля в рассматриваемых районах встает вопрос о разведке имеющихся или вновь выявляемых углепроявлений, удовлетворяющих приведенным выше требованиям.

Работа выполнена в рамках Проекта № 2.64: «Научно-техническое обоснование целесообразности освоения угольных месторождений Арктической зоны Северо-Востока России» Программы Президиума РАН 44П.

Литература:

1. Гаврилов, В. Л. Влияние внешней конкурентной среды на работу угольного комплекса Якутии / В. Л. Гаврилов // Всероссийский научный семинар «Актуальные проблемы, направления и механизмы развития, производительных сил Севера – 2014» (24-25.09.2014, Сыктывкар): в 2 ч. - Сыктывкар, 2014. – Ч.1. – С. 270–277.
2. Гуревич, А. Б. Прогноз угленосности и оценка прогнозных ресурсов углей слабоизученных территорий ДВФО / А. Б. Гуревич, Г. М. Волкова, В. И. Вялов и др. – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008. – 237 с.
3. Неженский, И. А. Активная часть запасов нераспределенного фонда недр дефицитных твердых полезных ископаемых Российской Федерации и её геолого-экономическая оценка / И. А. Неженский, Д. Н. Иванов, Н. В. Мирхалевская // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 58. – С. 106–115.
4. Савельева, Л. И. Оценка природных ресурсов в экономической географии / Л. И. Савельева // География и природные ресурсы. – 2009. – № 4. – С. 10–16.

5. Ткач, С. М. Методологические и геотехнологические аспекты повышения эффективности освоения рудных и россыпных месторождений Якутии / С. М. Ткач. – Якутск, 2006. – 284 с.

6. Угольная база России. Т. V. Кн. 2: Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. – 638 с.

МИНЕРАГЕНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ КАМНЕСАМОЦВЕТНОЙ ПРОВИНЦИИ

Гадиятов В.Г.

ВГАСУ

Восточно-Сибирская камнесамоцветная провинция занимает территорию Сибирской платформы, к которой на севере примыкает Таймырская складчатая область, на юге - Лено-Ангарское, Приленское плато и Алданское нагорье. С запада провинцию ограничивает р. Енисей, с востока - система рек Лена-Алдан-Мая. В административном отношении - Красноярский край, Республика Саха (Якутия), Иркутская, Читинская и Амурская области, Хабаровский край. В провинции известно большое количество месторождений и проявлений разных цветных камней, но основное значение принадлежит месторождениям алмазов. В состав провинции входят Таймырская камнесамоцветная область, Оленёкско-Анабарская, Среднесибирская и Алдано-Становая субпровинции, которые включают Северо-Таймырскую, Маймеча-Котуйскую, Анабарскую, Анабаро-Оленёкскую, Далдыно-Алаkitскую, Тунгусско-Вилюйскую, Катангско-Ангарскую, Канскую, Чаро-Олёкминскую, Центрально-алданскую, Алданскую, Тимптоно-Зейскую, Тындинскую, Учур-Маймаканскую минерагенические зоны.

Таймырская камнесамоцветная область административно относится к Таймырскому автономному округу, орографически соответствует гористой части полуострова (горы Бырранга) и островам Карского моря. Здесь выявлены проявления агатов, граната, берилла. Агат и сердолик содержатся в базальтовых толщах и в аллювиальных россыпях. Особенно богаты аллювиальные россыпи р. Хатанги, прибрежно-морские россыпи Хатангской губы. Северо-Таймырская минерагеническая зона, расположенная на северо-западе Таймыра в средней части побережья Моря Лаптевых, включает Бирулинский рудный район, в котором находятся проявления берилла (Бирулинское поле), граната (россыпи р. Гранатовой) и беломорита (проявления г. Оленьей и р. Гранатовой). Берилл, топаз и беломорит связаны с редкометалльными пегматитами, гранат – с метаморфическими комплексами.

Таблица

Минерагеническое районирование Восточно-Сибирской провинции

Субпровинция, область	Минерагеническая зона	Рудный район	Цветные камни	Месторождения, проявления
Таймырская область	Северо-Таймырская	Бирулинский	Агат, гранат, берилл	Бирулинское, Гранатовое
Оленёкско-Анабарская	Маймечо-Котуйская	Котуйский	Хризолит	Кугдинское, Бор-урахское
	Анабарская	Меркю-Котуйканский	Корунд, гранат	Котуйкан, Кусаган и др.
	Анабаро-Оленёкская	Эбеляхский Приленский Муно-Тюнгский	Агат, хризолит, пироп	Эбелях, Молодо, Анабар
	Далдыно-Алакитская	Далдынский (Удачнинский) Алакитский	Хризолит, пироп	Тр. Удачная-Восточная и Западная
Средне-Сибирская	Тунгусско-Вилуйская	Мирнинский Тунгусский	Пироп, агат, аметист	Тр. Мир
	Катангско-Ангарская	Капаевский Юбилейный	Аметист, агат аметист	Капаевское, Юбилейное
Алдано-Становая	Чаро-Олёкминская	Мурунский Амнуактинский Ханинский	Чароит, дианит, берилл, сподумен, кремнистые доломиты, хризолит,	Сиреневый камень, Оломоkitское, Амнуактинское, Сайболахское (анортозиты)
	Центрально-алданская	Инаглинский Нимгерканский Суонтиитский	Хромдиопсид аметист, Гранат, шпинель, Горный хрусталь	Инагли, Обман, Унга-Нимгеркан, Орто-Иджек, Перекатное
	Алданская	Тумулдурский Улаханский	Оникс мраморный	Тумулдурское
	Тимптоно-Зейская	Верхне-Тимптонский Чайнытский Окононский	Горный хрусталь корунд хризолит	Чайнытское, Токское, Нерундинское
	Учур-Маймаканская	Маймаканский Верхне-учурский	Хромдиопсид лабрдорит	Чадское, Геранское

Оленёкско-Анабарская субпровинция занимает северо-западную часть Якутии, север Эвенкийского и юго-восток Таймырского автономных округов. В геолого-структурном отношении приурочена к расположенной в северной части Сибирской платформы Анабарской антеклизе с Анабарским щитом и Оленёкским поднятием. Совместно с алмазами здесь локализуются хризолит, пироп и циркон. В субпровинции выделены Маймечо-Котуйская, Анабарская, Анабаро-Оленёкская и Далдыно-Алакитская минерагенические зоны. Маймечо-Котуйская зона располагается в нижнем течении р. Котуй и его притока р. Котуйкан. С ульт-

раосновными, щелочно-ультраосновными и щелочными интрузиями связаны жилы и жильные зоны с хризолитом и элювиально-делювиальные россыпи. В пределах зоны сосредоточено 84% общероссийских балансовых запасов кристаллосырья, 50% запасов сортового камня и все забалансовые запасы хризолита. Анабарская минерагеническая зона занимает центральную часть субпровинции в границах выхода Анабарского кристаллического массива. Зона охватывает проявления граната, кварца, родонита, беломорита и амазонита, кроме того, здесь известны кордиерит, сапфирин, шпинель. Цветные камни связаны с докембрийскими образованиями Анабарского массива. Анабаро-Оленёкская минерагеническая зона расположена в бассейнах Оленька, Анабара, Лены. Здесь сосредоточены все относительно богатые россыпные месторождения алмазов - россыпи рек Эбелях, Молодо, Моторчуна, Анабар, в которых содержится пироп, циркон и другие цветные камни. Далдыно-Алакитская минерагеническая зона находится в верхнем течении рек Алакит, Далдын, Марха. Объединяет алмазоносные трубки Удачная, Айхал, Зарница, Юбилейная, Сытыканская. Запасы ювелирного хризолита и пироба связаны с трубкой Удачная.

Среднесибирская субпровинция административно относится к Эвенкийскому автономному округу, а также включает в себя части Таймырского АО, республики Саха (Якутия), Красноярского края и Иркутской области. В геологоструктурном плане приурочена к Тунгусской синеклизе, выполненной палеозойскими морскими и континентальными отложениями и перекрывающими их породами трапповой формации раннемезозойского возраста. В субпровинции выделены Тунгусско-Вилуйская, Катангско-Ангарская (Ангари-Илимская) и Канская минерагенические зоны. Наибольшее значение имеет Тунгусско-Вилуйская минерагеническая зона, расположенная на Центральнотунгусском и Приленском плато. Основными цветными камнями зоны являются алмаз, пироп, халцедон, агат, аметистовые щетки.

Алдано-Становая субпровинция административно захватывает территории Республики Саха (Якутия), Хабаровского края, Иркутской, Читинской и Амурской областей. Расположена в бассейнах верховьев рек Олекмы, Алдана, Зеи и их основных притоков – Нюкжи, Тимптона, Учур, Нерчи. Основными орографическими единицами являются Алданское нагорье и Становой хребет. В геологоструктурном отношении - площадь Алданского щита. Здесь находятся месторождения аметиста, берилла, горного хрусталя, граната, корунда, хризолита, хромдиоксида, чароита и др. В составе субпровинции выделены Чаро-Олёкминская, Центральноалданская, Алданская, Тимптоно-Зейская, Тындинская и Учур-Маймаканская минерагенические зоны. Чаро-Олёкминская зона включает Мурунский, Амнуактинский и Ханинский рудные районы. На площади зоны расположено месторождение чароита Сиреневый камень, проявления дианита, берилла, кремнистых доломитов, хризолита, иризирующих габбро-анортозитов и др. В Мурунском районе ведущее место принадлежит чароиту, пространственно и ге-

нетически связанному с одноимённым массивом щелочных пород мезозойского возраста. Кроме того открыт дианит и многие коллекционные минералы. Центральноалданская зона, пространственно совпадающая с большей частью ранне-архейских структурно-вещественных комплексов, находится в центральной части Алданского щита. Здесь известны многие цветные камни: хромдиопсид, аметист, гранат, шпинель, горный хрусталь, цитрин, авантюрин, мраморный оникс и др. В состав зоны входят Инаглинский, Нимгерканский и Суонтиитский рудный районы. В Тимптоно-Зейской минерагенической зоне, занимающей большую территорию Станового хребта и хребта Джугджур, основная специализация – хризолит, прочие – аметист, гранаты, благородные корунды и шпинель, нефрит, яшма и др. В Оконском хризолитоносном районе, содержащем более 16% российских балансовых запасов хризолита, основное значение принадлежит Токскому месторождению и Нерундинскому проявлению, генетически связанных со щелочными оливиновыми базальтами. В Учур-Маймаканской минерагенической зоне находится проявление хромдиопсида Чад и Геранское проявление лабродорита, известны гранаты, халцедон и др.

КЫСЫЛГА – ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Гамянин Г.Н.^{1,2} Викентьева О.В.¹

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

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

Вулканогенные образования в пределах Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса пользуются распространением лишь в пределах Уяндино-Ясачненского пояса и в южной части Адыча-Тарынской структурно-металлогенической зоны. В первой они представлены юрскими вулканогенно-осадочными отложениями, а во второй - огромным Тарыньским субвулканическим массивом. В этих районах отсутствуют типичные для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса эпитермальные золото-серебряные месторождения, но достаточно широко развита серебро-сурьмяная минерализация [1]. Мало-сульфидная золото-кварцевая минерализация Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса распространена преимущественно в мезозойских терригенных отложениях, либо в ранних дайках гранитоидного ряда. В связи с этим любая малосульфидная золото-кварцевая минерализация в терригенных толщах относилась к традиционному

золото-кварцевому типу. К этому типу было отнесено и месторождение золота Кысылга.

Золоторудное меторождение Кысылга располагается среди песчано-сланцевых пород верхнего триаса к западу от Догдинского грабена. Оно локализуется в северо-восточном поднятом блоке крупного регионального разлома, который протягивается вдоль юго-западной границы батолитоподобных интрузивов хребта Черского, над невоскрытым гранитоидным массивом – сателитом крупного Верхнетирехтасского гранитоидного плутона, обнажающегося в 7 км севернее месторождения. Месторождение отнесено к золото-мышьяковому (арсенопиритовому) типу золото-кварцевой малосульфидной формации[3]. Спецификой геологии месторождения является его локализация среди роговиков терригенного комплекса. Рудные тела преимущественно субширотного (р.т. 1, 2, 4, 5) или СВ (р.т. 3) простирания с близвертикальным падением. Они оперяют Кысылгинский региональный разлом, активизированный в позднемеловое время как сдвиговая система. Рудные тела месторождения представлены минерализованными зонами дробления (m – 0.5-4 м; L – 70-430 м) с кварцевым цементом и редкой (1-2 об.%) вкрапленностью сульфидов. Роговики в 10-20 см от контакта с рудной зоной освещены за счет развития тонкозернистого метасоматического кварца (2-5 см от зальбанда) и кварц-серицитовых новообразований. Весьма характерно насыщение измененных околожильных пород вкрапленностью пирита и арсенопирита до 5% (местами до 10-15%). Вещественный состав рудных тел достаточно простой. Наибольшим распространением пользуется кварц – ~98%, на долю пирита и арсенопирита приходится 0.5-2%. Оставшаяся доля представлена в порядке убывания распространенности – фрейбергитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, разнообразными сульфосолями – пираргиритом, миаргиритом, овихиитом, джемсонитом, бурнонитом, буланжеритом и самородным золотом. Кварц рудных тел месторождения характеризуется сферолитовыми, гребенчатыми, шестоватыми и крустификационными текстурами. Его типоморфные признаки соответствуют признакам кварца эпитермальных месторождений [2]: высокие содержания Li_2O (210-450 г/т), высокая водонасыщенность (0.23-0.46% H_2O), интенсивная (600-1300 у.е.) однопиковая в низких температурных областях (190-260°C) термолумисценция, низкие значения степени кристаллического совершенства структуры (СКС – 31-42%), большие значения объема элементарной ячейки ($V_{э.я.}$ – 0.11303-0.11395 нм³).

В рудных телах преобладает *пирит-арсенопиритовая ассоциация*. Пирит несколько дефицитен в отношении серы ($Fe_{1.03-1.01}S_{0.97-0.99}$), но содержит примесь As до 1.9%. Арсенопирит относится к сурьмянистой разновидности (1.2-2.4% Sb). Оба минерала относятся к минералам-концентраторам золота. В метаарсенопирите его содержания от 1500 до 4500 г/т Au, а Au:Ag – 150:1. В арсенопирите руд концентрации Au до 30200 г/т, а отношение Au:Ag=1:1.5-1:2.1, что в целом соот-

ветствует вариациям пробы самородного золота месторождения, которое находится в арсенопирите в виде микровключений. *Халькопирит-сфалерит-галенитовая* ассоциация в рудных телах месторождений встречается спорадически. Халькопирит характеризуется повышенными содержаниями Ag – до 0.5%. Сфалерит умеренно железистый (5-9% Fe). Галенит редок, но содержит 3.5-4.6% Se. Примеси (%) – Ag (1.1-1.9), Bi (1.9-2.3) и Sb (0.1-0.2) связаны с микровключениями иголочек сульфосолей. *Фрейбергит-сульфосольная* ассоциация наиболее распространенная. Фрейбергит определяет сереброносность руд и содержит 21-25% Ag. Он относится к железистой разновидности (Fe:Zn=35:1). Во фрейбергите присутствуют включения Bi-содержащих джемсонита (2.9-4.1% Bi, 0.4-0.9% Se) и овихиита (2.4-2.7% Bi, 0.3-0.7% Se). Стефанит ($\text{Ag}_{5.11}\text{Cu}_{0.04}\text{Sb}_{0.93}\text{S}_{3.75}\text{Se}_{0.11}$), миаргирит ($\text{Ag}_{0.99}\text{Cu}_{0.02}\text{Sb}_{0.98}\text{S}_{1.99}$) и пираргирит ($\text{Ag}_{3.18}\text{Cu}_{0.02}\text{Sb}_{0.98}\text{S}_{2.74}\text{Se}_{0.07}$) образуют в пустотках самостоятельные выделения. Золото месторождения Кысылга относится к электруму (500-700‰, ~90% анализов – 600-650‰).

На площади месторождения распространены и другие генетические типы оруденения. Отмечаются многочисленные кварц-карбонатные прожилки и мало-мощные (до 5 см) жилы с редкой вкрапленностью пирита, сходные с гидротермально-метаморфогенным оруденением Верхояно-Колымских мезозоид. В северной и северо-западной части отмечаются касситерит-силикатные жилы (до 1.5% Sn) и линейные штокверковые зоны с маломощными кварц-хлорит-пирротиновыми жилами. Эти образования пересекаются просечками крустификационного кварца с арсенопиритом, фрейбергитом и золотом. На правом берегу рч. Кысылга разведывалось золото-сурьмяное рудопроявление Пролет, которое сопоставляется с золото-сурьмяным месторождением Сентачан. Отмечаются пересечения прожилков с золото-сурьмяным оруденением шестоватодрузовидным кварцем с галенитом, сфалеритом, фрейбергитом и В-джемсонитом.

Типы месторождений отличаются между собой температурными и флюидно-изотопными характеристиками (табл.). Особенно показательно высокое содержание Li_2O в кварце золото-серебряных руд, что типоморфно для кварца близповерхностных месторождений [1. 2].

По результатам изучения водных вытяжек из кварца также подтверждается индивидуальность генетических типов месторождений. Наиболее существенное отличие по этим данным характерно для золото-серебряных руд месторождения. По основным компонентам вытяжки относятся к сульфат-хлоридно-бикарбонатно-натровому типу с высокой долей (40%) CH_4 в газовой фазе. Среди микрокомпонентов существенную роль играют следующие элементы (мг/кг H_2O) - As-6902; Fe-257; Br-249; Sb-218; B-120. Кроме того, как и в кварце, в вытяжках отмечаются высокие содержания Li, многократно превосходящие его концентрации в других типах. В других типах месторождений к числу главных компонентов concentra-

ционных рядов относятся: в касситерит-силикатном типе - В-486; Sr-100; As-81; Mn-33; в золото-сурьмяном - Sb-7672; As-867; В-197.

Таблица

Тип м-ния	T _{гом} , °C	T _{гом} CO ₂ , °C	C _{солей} , мас.% экв. NaCl	Li в Q, г/т	β ¹⁸ O ‰	β ¹⁸ O ‰	β ¹³ C ‰	β ¹³⁴ S ‰
Au-Sb	320-215	13.9÷15.3 Ж	5.1÷1.2	2.3	18.4÷18.6	16.1÷16.7	-4.2÷-4.6	-10.2÷-10.6
Sn-Si	231-196	-82.9÷ -71.1 Г	8.0÷1.6	24	7.3÷7.8	-	-	-
Au-Ag	296-178	-86.5÷ 71.9Ж	6.5÷1.7	200	13.1÷14.8	17.5÷17.7	-13.4÷-13.7	-9.2÷-9.6

Au-Sb – золото-сурьмяное, Sn-Si – касситерит-силикатное, Au-Ag – золото-серебряное оруденение

Изучено распределение РЗЭ в кварце разных типов минерализации. Отсутствие микровключений РЗЭ-фаз и корреляционных связей между лантаноидами и другими микрокомпонентами дают основание полагать, что распределение РЗЭ в кварце характеризует состав гидротермального флюида. Максимальные суммарные концентрации лантаноидов отмечаются в оловоносном кварце (0.6-12.8 г/т). В метаморфогенном кварце содержания РЗЭ низкие (~1г/т), аномалии Eu и Ce отсутствуют. Кварц золото-кварцевой минерализации отличается минимальными концентрациями РЗЭ (0.1-0.6 г/т) и присутствием незначительной отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu*=0.7-0.9). Отрицательная аномалия Eu встречается и в оловоносном кварце, тогда как для метаморфогенного и Au-Ag кварца Eu/Eu*~1. Вероятно, при формировании оловоносной и золото-кварцевой минерализации ЛРЗЭ-обогащенный флюид был более восстановленным, тогда как при образовании Au-Ag руд - относительно окисленный.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ – 14-17-00465

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Близповерхностное оруденение Восточной Якутии.//Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С.82-89.
2. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса//Магадан. СВКНИИ ДВО. 1992. 135 с.
3. Шошин В.В., Вишневский А.Г. Оловянное оруденение одного из рудных узлов северо-востока Якутии и его взаимоотношение с золотым и сурьмяным оруденением // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой области. 1984. Якутск. ЯФЯА АН СССР. С.72-79.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Гамянин Г.Н.^{1,2}, Викентьева О.В.¹

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

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

Территория южно-верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса относится к Яно-Колымской субпровинции Верхояно-Чукотской минералогической многометалльной провинции. Мезозойская металлогения Южно-Верхоянского синклинория определяется широким распространением на его площади месторождений золота и серебра различных генетических типов приуроченных к разным структурно-фациальным зонам.

На **золото** специализирована *Аллах-Юньская зона*, в которой выделяются Присеттедабанская и Центральная подзоны, разделяемые Миноро-Кидерикинским глубинным разломом. В Присеттедабанской зоне месторождения (Дуэт, Юр, Булар) представлены стратифицированным структурно-морфологическим типом. Наличие в месторождениях данного типа двух генераций кварца связано с двухэтапностью формирования месторождений: 1- отложение из метаморфогенных флюидов; 2 - золото-малосульфидный из рудообразующих флюидов промежуточных магматических камер. В Центральной подзоне интенсивно проявлен разновозрастный магматизм – от 125-120 млн. лет (дайки основного состава, массивы амфибол-биотитовых гранитоидов раннемелового возраста) до 100-94 млн. лет (мелкие штоки диоритов, гранодиоритов и дайки лампрофиров позднемелового возраста). Месторождения представлены двумя генетическими типами: малосульфидным золото-кварцевым (Нежданинское, Задержное, Лазурное) и золото-висмутовым (Дыбинское, Курумское).

В *Юдомской металлогенической зоне* сосредоточены месторождения **серебра** – олово-полиметаллические и серебро-полиметаллические (Менкече, Алтайское, Кутинское, Джатонское, Высокогорное и другие), которые обычно приурочены к мелким выходам позднемеловых гранитоидов гранит-лейкогранитового и граносиенитового составов.

Генезис золотого оруденения дискуссионный. Месторождения стратифицированного типа нередко относят к гидротермально-метаморфогенному типу, связанному с процессами регионально-дислокационного метаморфизма (150-140 млн. лет). Существует точка зрения о формировании этих месторождений в два этапа: (1) ранний – из метаморфогенных флюидов; (2) поздний – из магматогенных флюидов, производных золотоносных рудно-магматических систем (РМС). Стратиформный характер локализации рудных тел обусловлен своеобразием ли-

тологического строения: запад-северо-западное движение Тихоокеанской литосферной плиты и ее столкновение с девонскими структурами Сетте-Дабана привело к образованию полостей отслоения.

О формировании всех золоторудных месторождений региона из однотипного источника свидетельствуют совпадающие интервалы изотопного состава серы сульфидов: стратифицированные месторождения $-3.7...+0.3\%$, месторождения минерализованных зон $-6.7...+0.4\%$, месторождения золото-висмутового типа $-5.0...+0.4\%$. Рассчитанные величины $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ свидетельствуют о преобладании магматического флюида при их образовании. Изотопный состав кислорода кварца всех типов золоторудных месторождений, производных гранитоидного магматизма, равен $\delta^{18}\text{O}=+10.3...+16.9\%$, тогда как для метаморфогенных прожилков района Долгучана $\delta^{18}\text{O}=+19...+20.4\%$. Величины изотопного состава кислорода кварца и кислорода и углерода карбонатов месторождений близки: для стратифицированных месторождений $\delta^{13}\text{C}=-1.2...-5.1\%$ и $\delta^{18}\text{O}=+14...+16.8\%$; для месторождений минерализованных зон $\delta^{13}\text{C}=-1.6...-7.8\%$ и $\delta^{18}\text{O}=+12.2...+16.9\%$. По-видимому, роль гидротермально-метаморфогенного золотого оруденения для региона представляется преувеличенной.

Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, участвовавшего в образовании кварца месторождений Южного Верхоянья составляют: метаморфогенного $-+10.3\pm 0.7\%$ (250°C), стратифицированных жил $-+7.5\pm 0.6\%$ (265°C); золото-кварцевых месторождений зон дробления $-+6.1...+9.2\%$ (300°C); золото-висмутовых месторождений $-+3.6...+6.7\%$ (330°C); серебро-оловянных месторождений $-+0.7...+2.7\%$ (300°C). Намечается тенденция к обогащению флюида легким изотопом кислорода в ряду золото-кварцевые – золото-висмутовые – серебро-оловянные месторождения. Изотопный состав кислорода флюида, равновесного с метаморфогенным кварцем, отвечает метаморфогенному источнику, тогда как во флюиде, из которого кристаллизовался кварц изученных месторождений, ведущую роль играет магматическая вода. Изотопный состав кислорода кварца и карбоната имеет тенденцию облегчения от наиболее ранних гидротермально-метаморфогенных к золото-кварцевым, далее к олово-серебро-полиметаллическим и наиболее молодым золото-серебряным месторождениям.

Изотопный состав серы сульфидов месторождений оловоносных РМС (касситерит-силикатно-сульфидные – Сунтар, Элхуга; касситерит-сульфидные – Высокогорное, Донджинское; оловосные серебро-полиметаллические – Менкече, Солнечное, Кутинское) изменяется весьма незначительно (пирит $\delta^{34}\text{S}=-2.6...+3.5\%$, арсенопирит $-3.8...+3.5\%$, пирротин $-1.9...+2.8\%$, галенит $-4.8...+1.8\%$, сфалерит $-2.2...+4.1\%$) и близок к $0\pm 3\%$. Это может быть свидетельством поступления серы во флюид из общего источника. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов месторождений Южно-Верхоянского синклиория различного генетического типа имеют близкие величины $\delta^{13}\text{C}$ равные $-7...-2\%$ и $-6...-2\%$, соответст-

венно (Jia, Kerrich, 2000), что свидетельствует об их формировании из единого магматогенного источника.

Обнаружено увеличение суммарных концентраций РЗЭ в карбонатах в ряду: касситерит-сульфидные (0.5-45 г/т) – золото-кварцевые (6-40 г/т) – сереброполиметаллические (1.4-198.6 г/т) месторождения. Сидерит касситерит-сульфидных месторождений обогащен тяжелыми РЗЭ ($La/Yb=La/Sm=0.1-0.3$), что свидетельствует о том, что распределение РЗЭ в нем контролируется кристаллохимическим фактором, а сидерит серебро-полиметаллических месторождений обогащен ЛРЗЭ ($La/Yb=2.6-31.2$, $La/Sm=3.3$), указывая на то, что распределение РЗЭ в них отражает состав флюида. Величины аномалий Ce и Eu свидетельствуют об образовании карбонатов золото-кварцевых месторождений (Нежданинское) из относительно окисленных флюидов, по сравнению с другими типами месторождений. Карбонаты серебро-полиметаллических месторождений кристаллизовались в более низкотемпературных условиях. При образовании карбонатов золото-кварцевых и касситерит-сульфидных месторождений преобладают механизмы сорбции РЗЭ, а для касситерит-силикатно-сульфидных и сереброполиметаллических возрастает роль комплексообразования.

Изотопный состав свинца галенитов месторождений разных генетических типов отражает их возрастную последовательность, а также существенно коровые источники свинца для золоторудных месторождений и более глубинные – для оловорудных.

Изучение водных вытяжек из кварцев различных типов месторождений свидетельствует, что во всех типах месторождений во флюиде CO_2 преобладает над CH_4 , что наиболее присуще золото-серебряным месторождениям ($CO_2:CH_4=6000:1$). Флюиды золоторудных месторождений стратифицированного и жильного типов калий-натрово-бикарбонатный с достаточно существенной примесью Cl, касситерит-сульфидного и серебро-полиметаллического типов – бикарбонатно-натриевые, а золото-серебряного – бикарбонат-калий-кальциево-натровые.

Рудообразующие флюиды различных типов месторождений различаются общей концентрацией микрокомпонентов. Минимальна она для флюида гидротермально-метаморфогенных месторождений, а максимальна – для касситерит-силикатно-сульфидных. Почти во всех генетических типах месторождений ведущую роль играет As, что отражает геохимическую специализацию вмещающих терригенных и магматических пород Верхояно-Колымской металлогенической провинции. К устойчивым компонентам флюида относятся и минерализаторы-комплексообразователи В и Вг. Благородные элементы присутствуют во флюидах всех типов месторождений, но в максимальных количествах они отмечены в золото-серебряных месторождениях. Во всех оловосодержащих месторождениях концентрации Sn повышены. В целом можно сказать, что во флюиде отмечается

повышение содержаний элементов, характеризующих генетический и минеральный тип месторождений.

Описанные геолого-генетические типы золотого оруденения Южно-Верхоянского синклинория представляют собой последовательно-временной ряд рудных формаций, образование которых связано с аккреционным этапом становления мезозой в процессе надвигания Охотского террейна на окраину Северо-Азиатского кратона. Изотопно-геохимические характеристики минералов руд указывают на участие магматогенных флюидов в формировании различных генетических типов месторождений.

Различия во флюидном режиме формирования месторождений объясняются преимущественно разным уровнем глубинности их образования, влияющим на скорость падения температур, время кристаллизации минералов и режим давления во флюиде.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ – 14-17-00465.

НОВЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О КОМПЛЕКСНЫХ РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА И АЛМАЗОВ ПРОГНОЗИРУЕМОГО УЭЛЕ-УДЖИНСКОГО РОССЫПНОГО УЗЛА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) (НА ПРИМЕРЕ РОССЫПИ Р. ПОЛОВИННАЯ)

Герасимов Б.Б.¹, Земнухов А.Л.², Иванов П.О.²

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

²*ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск*

Прогнозируемый Уэле-Уджинский узел комплексных аллювиальных россыпей золота и алмазов четвертичного возраста площадью около 14 тыс. км² охватывает одноименное междуречье и расположен в пределах Лено-Анабарского прогиба в полосе развития отложений берриас-валанжинского яруса мела в северной части Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции. Как современная морфоструктура Уэле-Уджинское междуречье представляет собой валлообразное субширотное поднятие с абсолютными отметками 131-172 м над уровнем моря, сформированное в неотектонический этап. Докайнозойские образования района представлены терригенными породами юрского и нижнемелового возраста, которые перекрываются плащом комплекса гравийно-песчаных и суглинистых пород плейстоцена. Кроме региональных исследований и геолого-съёмочных работ в пределах района в разное время были проведены поисково-ревизионные работы по оценке россыпной золотоносности (Шпунт, 1967ф, 1968ф; Толстов, 1996ф) и алмазоносности (Манаков, 1994ф).

В полевой сезон 2014 г. экспедиционным отрядом ИГАБМ СО РАН при организационной поддержке ОАО «Алмазы Анабара» в бассейне р. Половинная, относящемся к Уэле-Уджинскому узлу, проведены ревизионные работы с целью прогнозной оценки промышленных перспектив россыпных проявлений золота и алмазов с учетом их комплексного освоения. Работы включали поисковые геолого-геоморфологические маршруты, шлиховое и мелкообъемное опробование продуктивных фаций четвертичного, преимущественно современного руслового аллювия. Пробы объемом 0,5-3,0 м³ отбирались из аллювия современного русла и головных частей кос р. Половинная и ее притоков и классифицировались с помощью ручного грохота (шейкера). После промывки на шейкере материал, разделенный по классам крупности, подвергался отсадке ручным способом в мелкоячеистых ситах. Мелкая фракция каждой пробы (-1 мм), которая накапливалась в поддоне шейкера, полностью промывалась на лотках, с целью извлечения золота. По данным 14 мелкообъемных проб содержание золота в русловой фации аллювия варьирует от 0,02 до 1,2 г/м³. Среднее содержание шлихового золота составило – 0,3 г/м³. Следует отметить, что во всех пробах в небольшом количестве обнаружены шлиховые металлы платиновой группы. Гранулометрический состав золота следующий: 0,25-0,5 мм – 2,5%; 0,1-0,25 мм – 65% и -0,1 мм – 32,5%. Золото представлено, главным образом, тороидальными (60%) (рис. 1, а) и шаровидно-пустотелыми (30%) разностями с тонкошагреневой поверхностью. Около 10% золота характеризуются чешуйчатой морфологией, нередко с отпечатками вдавливания минералов на поверхности. Окатанность золотинок в целом хорошая. Пробность золота в основном высокая (80%), средняя (8%) и относительно низкая (12%). В качестве элементов-примесей обнаружены Cu – 0,3% и Hg – 0,3%.

Ранее Б.Р. Шпунтом (1967 ф) с соавторами в районе выполнялось контрольное определение содержаний золота в точках шлихового опробования пробирным анализом, которое показало значения содержаний в 15-20 раз выше таковых, определенных прямым взвешиванием шлихового золота. Был сделан вывод, что значительная доля золота в отложениях находится в тонкодисперсном состоянии и не улавливается лотковым опробованием. В свете вышеизложенного, примечательным является обнаружение нами в аллювии обломков (3-4 мм) пиритизированных пород, в которых микрорентгеноспектральным анализом обнаружены мельчайшие (первые мкм) минеральные фазы галенита, сфалерита, гринокита, аргентита и самородного золота. Минеральный состав пород представлен альбитом, фторпатитом, калиевыми полевыми шпатами и кварцем (рис. 1, б). Находка этих обломков свидетельствует о наличии на изученном участке рудопоявлений (минерализованных зон) с тонкодисперсным золотом. Правоммерно предположить, что повышенное содержание тонкодисперсного золота в аллювии, определяемое химическим анализом, обусловлено перемывом этих золотоносных зон минерализации. Безусловно, это требует дальнейшего более детального изучения.

Доводочные операции продуктивного на алмазы материала разведочных проб (-16+1мм) проведены в Лабораторно-обогащительном комплексе ОАО «Алмазы Анабара» и включали следующие операции в их методической последовательности: классификация по плотности, по крупности (классы +8мм, -8+4мм, -4+2мм, -2+1мм), по магнитной восприимчивости, рентгенолюминесцентная сепарация, визуальный просмотр, минералогическое изучение и регистрация монофракций алмазов. Нарботанная партия алмазов из руслового аллювия р. Половинная составила 118 кристаллов (рис.1, в). Среднее содержание по поисковым пробам – 1,1 $\text{ct}/\text{м}^3$, что существенно выше результатов работ предшественников (Манаков, 1994 ф). По количеству преобладают (51,7%) кристаллы класса -4+2 мм, при существенной (45,8%) доле кристаллов класса -2+1мм и незначительном (1,1%) количестве кристаллов класса -8+4мм. Наиболее продуктивным по массе является класс -4+2мм, на долю которого приходится свыше половины (71,1%) всех алмазов, при незначительной доле кристаллов класса -8+4мм (16,2%), а также класса -2+1мм (12,7%). Гранулометрический состав выдержан на всем протяжении россыпепроявления. Средний вес кристаллов алмаза составляет 0,21 карат. По минералогической классификацией Ю.Л.Орлова, количество индивидов алмазов I разновидности составляет 89,83%. Алмазы V и VII разновидностей – 3,39% и 0,85% соответственно. Суммарное количество алмазов I, V и VII – 94,07%., кристаллы II и IV разновидности – 5,93%.

Оценка качества и стоимостных характеристик проводилась по результатам сортировки, согласно классификатора «К4701-92» и прейскуранта «август 2014», без предварительной кислотной обработки, результаты являются предварительными. Ценообразующие классы: 3GR, 2GR, -12+11, -9+7. Кроме размерных характеристик, цена зависит от степени сохранности и видимого цвета алмазов. Преобладают кристаллы коричневого ряда – 69,5%, бесцветного и желтого – 17,8%. Целых кристаллов – 9,32%, поврежденных и трещиноватых 90,68%. Сделан вывод о том, что алмазы изученной выборки по качеству сырья относятся к низкоценовому диапазону. В то же время, учитывая высокую долю алмазов I разновидности и непредставительность изученной партии как по массе, так и по количеству, это вывод является предварительным.

В результате проведенных работ подтверждены имевшиеся ранее данные (Манаков, 1994ф, Толстов, 1996ф) о весовых (околопромышленных) содержаниях мелкого и тонкого золота и алмазов в аллювии рассматриваемой площади, при этом установлены существенно более высокие их средние значения.



Рис. 1. Минералогические особенности золота и алмазов россыпи р. Половинная: а – торoidalное золото; б – обломок пиритизированной породы в полированном срезе: 1 – пирит, 2 – фторапатит, 3 – альбит; в – кристаллы алмазов.

Полученные данные, в т.ч. о качественных характеристиках алмазного сырья, совместном залегании и характере распределения золота и алмазов в отложениях позволяют, с привлечением результатов ранее проведенных геологосъемочных и поисковых работ и результатов опытных работ ОАО «Алмазы Анабара» по комплексному обогащению песков россыпей провинции (Иванов, 2010 ф, Попов, Маньков, 2013ф) выполнить корректную оценку прогнозных ресурсов выделяемого Уэле-Уджинского узла комплексных россыпей золота и алмазов и рекомендовать постановку поисковых работ с применением горно-буровых работ и валовым опробованием в первую очередь русловой фации долинного аллювия водотоков.

Обнаружение обломков пиритизированных пород, содержащих тонкодисперсное золото, является прямым доказательством наличия золотоносных зон (пунктов) минерализации, что позволяет рекомендовать постановку детальных поисковых маршрутов с геохимическим опробованием.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной финансовой поддержке договорных работ с ОАО «Алмазы Анабара»

МИНЕРАЛОГИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Герасимов Б.Б.¹, Павлов В.И.²

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

²*ОАО «Алмазы Анабара», г.Якутск*

Многие исследователи признают перспективность Анабарского массива в отношении рудной золото- и платиноносности. Однако до настоящего времени здесь не выявлены промышленные рудные месторождения золота. Авторами изучены минералогические особенности россыпного золота из валовых и разведочных проб шурфов, отобранных из аллювиальных отложений среднего течения р. Большая Куонамка, дренирующей восточное обрамление Анабарского щита.

Преобладающая часть (>90%) изученного золота относится по размерам выделений к мелкой фракции (<0,5 мм) и имеет пластинчатую и чешуйчатые формы. Пробность металла преимущественно (>90% выборки) высокая (900–1000 ‰). Подавляющее большинство обнаруженных в золоте минеральных включений представлено кварцем, отмечаются единичные включения пирита и арсенопирита. Внутреннее строение золота характеризуется его глубокими преобразованиями и представлено главным образом структурами рекристаллизации с мощной высокопробной оболочкой. Совокупность выявленных типоморфных признаков свидетельствует о весьма продолжительном пребывании золота в экзогенных условиях и неоднократном переотложении из древних коллекторов в более молодые отложения. Коренными источниками данного золота по нашему предположению, являются рудопоявления золото-кварц-малосульфидного типа докембрийского возраста.

Палладистое высокопробное золото (содержание Pd в золоте от 1,2 до 7,8%) выявлено во фракции 0,25-0,5 мм валовых проб (около 2% выборки). В россыпи оно ассоциирует с минералами платиновой группы, представленными поликсом (60%), родистой платиной (25%), хонгшитом (6%), палладистой платиной (9%), сперрилитом (ед. зн.) и невянскимитом (ед. зн.). Важно подчеркнуть, что обнаружена одна палладистая золоти́на в срастании с железистой платиной (рис. 1, а, б), что свидетельствует об едином источнике МПГ и палладистого золота. Исходя из вышеизложенного правомерно предположить, что одним из вероятных коренных источников россыпного золота могли быть рудопоявления с золото-платиноидным типом минерализации, возможно, связанные с расслоенными анортозитовыми плутонами Котуйкан-Монхолинской минерагенической зоны Анабарского щита. В них установлены содержания платины до 0,11 г/т, палладия до 0,17 г/т и золота до 0,5 г/т [1].

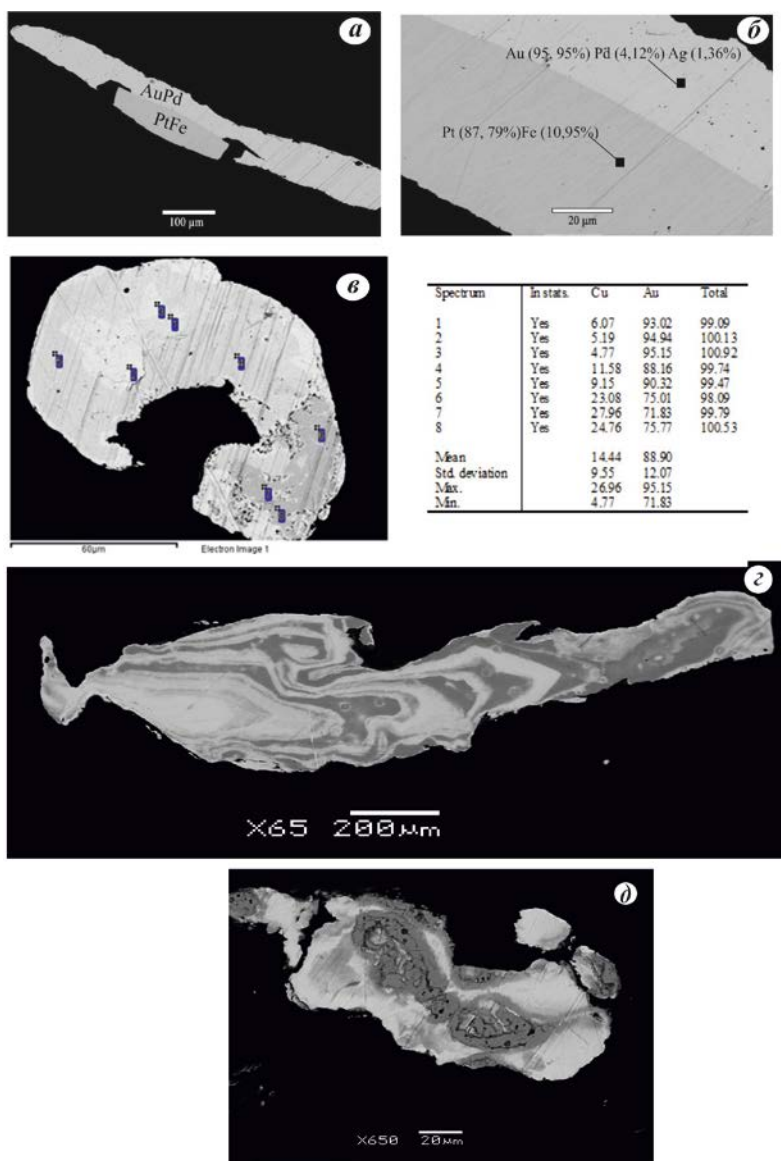


Рис.1. Минералогические особенности золота: а-б – палладистое золото в сростании с платиной, в - разнофазное медистое золото, г - яснозональная структура электрума; д – зональная структура кюстелита.

Медистое золото (содержание Cu – от 1-2% до 27,9%) обнаружено в валовых и разведочных пробах во фракции < 0,25 мм. Как правило, данное золото высокопробное, содержание серебра в нем не превышает 5%. Детальное изучение золота с максимальным содержанием Cu показало, что характер распределения этого элемента в золоте неравномерный. Содержание Cu в изученной золотине варьирует от 4 до почти 28%. В центральной части зерна концентрация Cu составляет всего 4-6%, по краям

этого «ядра» развита фаза с содержанием Cu до 9-11,5%, а в периферийной части золотины концентрация Cu достигает максимума – 27,9%. Таким образом, в золоте установлены три медистые фазы (рис. 1, в). Медистое золото может быть связано с месторождениями Au, Cu, Mo, Ag медно-порфирового типа массивов магматических пород диорит-гранодиорит-монцонитовой натриево-калиевой и диорит-гранодиорит-гранитной калиевой формаций, которые А.П. Смелов с соавторами прогнозируют в Котуйканской и Билляхской зонах тектонического меланжа Анабарского щита [3].

Кроме этого в валовых пробах выявлено слабо окатанное золото ближнего сноса (5 % изученной выборки). Пробность данного золота варьирует в очень широких пределах – от 307 до 1000‰, с преобладанием низкопробного золота. Такая сильная дисперсия пробности характерна для близповерхностных месторождений, что обусловлено их формированием в нестабильных обстановках малых глубин. Во фракции <0,1 мм впервые обнаружен слабо окатанный кюстелит (до 1,5% выборки) с содержанием Ag – 70,9 - 59,4% и Au – 30,7-38,5%. В данной фракции выявлен также электрум (до 30% выборки) с вариацией содержания серебра от 43 до 57%.

Внутреннее строение высокосеребристого (электрум, кюстелит) и относительно низкопробного слабо окатанного золота характеризуется главным образом зональными структурами, не затронутыми эндогенными и гипергенными преобразованиями (рис. 1, г, д). Ритмичное яснозональное внутреннее строение указывает на образование золота в нестабильных условиях [2] и вероятно свидетельствует о возможном формировании близповерхностного оруденения, предположительно связанного с палеозой-мезозойской ТМА. Обнаружение кюстелита и электрума позволяет предполагать о золото-серебряном формационном типе оруденения. Слабая окатанность золотин и сохранность их первичных внутренних структур указывает на непосредственную близость коренного источника.

Таким образом, новые данные, полученные при изучении комплекса минералогических особенностей россыпного золота, дают важную информацию о потенциальных коренных источниках золота Анабарского щита.

Литература:

1. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. Спб., 2002. – 822 с.
2. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990. – 293 с.
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.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ ОЛЕНЕКСКОГО ВЫСТУПА КАК ИНДИКАТОРЫ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Свидетельства магматической активности и масштабных тектонических перестроек на интервале геологической истории от позднего палеопротерозоя (1.70 млрд. лет) до криогения (средней части неопротерозоя) крайне ограниченно представлены на древних кратонах. В связи с крайней ограниченностью знаний об особенностях геологического развития Земли в течение рассматриваемого интервала времени (глобальный перерыв в эндогенной активности, по [5]), огромный интерес представляют любые магматические комплексы, возраст которых отвечает этому загадочному интервалу большая часть которого соответствует мезопротерозою, или нижнему и среднему рифею.

На площади Сибирского кратона известно лишь несколько магматических комплексов, чей мезопротерозойский возраст подтвержден надежными изотопными датировками, в числе которых мезопротерозойские дайки (1513 ± 51 [1] и 1503 ± 5 млн. лет [3]), присутствующие на площади Анабарского щита и в Уджинском авлвогене (1074 ± 11 млн. лет [2]), а также базитовые интрузии Оленекского выступа, ставшие предметом исследований.

Изученные базиты слагают немногочисленные дайки, а также мощный протяженный силл, прослеживающийся в северо-восточном направлении из района впадения р. Улахан-Юеттээх в р. Кютингдэ до бассейна р. Сололи на расстояние более 22 км. Мощность силла достигает 70 – 100 м. Дайки долеритов, представляющие собой крутопадающие тела, мощностью около 10-15 м, по-видимому, могли выступать в качестве подводящих каналов для силла (что подтверждается идентичностью палеомагнитных направлений [6]), прорывают образования кютингдинской свиты, но не встречаются в вышележащих осадочных толщах арымасской свиты. Возраст долеритов был определен при участии соавторов как 1473 ± 24 млн. лет путем изотопного (SHRIMP-II) датирования бадделеита [6].

Представительные образцы долеритов оленекского комплекса (24 пробы) были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для 3 образцов было выполнено определение изотопного состава Nd. Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

1) Мезопротерозойские долериты Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона по комплексу петролого-геохимических характеристик отвечают составам типичных OIB, образованных при участии вещества мантийного плюма.

2) Допускается, что изученные базиты могут быть подразделены в две группы, несколько различающиеся магниальностью ($mg\# = 41-43$ и $49-55$), а также

содержаниями петрогенных (TiO_2 , P_2O_5) и редких (Y, Zr, La, Nb, Th, Cr, Ni) элементов.

3) Установлено, что долериты с $\text{mg}\# = 41\text{--}43$, существенно обогащенные несовместимыми элементами, могли быть произведены при малых степенях плавления внешней (более холодной) части мантийного плюма, в то время как внутренняя часть мантийного плюма подверглась большей степени плавления, что и привело к образованию долеритов с $\text{mg}\# = 49\text{--}55$, менее обогащенных рядом несовместимых элементов.

4) Родоначальные расплавы изученных пород были лишь незначительно изменены процессами коровой контаминации, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу Nd (значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ варьируются от +0.6 до -0.8.), а также присутствие в долеритах захваченных цирконов, в то же время, геохимические характеристики пород остались практически неизменными.

5) Анализ геологической ситуации и существующих сценариев геодинамической эволюции северного фланга Сибирского кратона (включая Оленекское поднятие) в совокупности с геохимическими характеристиками изученных базитов, демонстрирующими полное соответствие составам типичных внутриплитных базальтоидов, свидетельствуют о возможном формировании исследованных долеритов в условиях внутриконтинентального растяжения, проявившегося в регионе в раннем мезопротерозое.

6) Изученные базиты могут быть объединены с близкозростными долеритами даек Анабарского щита, а также с породами основного состава, слагающими интрузивные комплексы аналогичного возраста, располагающиеся на площади нескольких кратонов (Конго, Сан-Франциско и Балтика) в единую крупную магматическую провинцию (LIP).

7) Возникновение крупной магматической провинции в раннем мезопротерозое (1500 – 1470 млн. лет) могло быть связано с активностью суперплюма (или «горячего поля мантии»), обеспечившего подвод мантийного вещества к основанию литосферы, что способствовало всплеску магматизма в целом ряде кратонов, располагавшихся на незначительном удалении друг от друга в структуре суперконтинента Нуна (Коламбия) [4]. При этом центр суперплюма мог находиться под северной частью Сибирского кратона, где обнаружены изученные базиты, которые в наибольшей степени отвечают составу наименее контаминированного (первичного) мантийного источника.

Литература:

1. Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН, 2006, т. 410, № 6, с. 775–779.

2. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север

Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // ДАН, 2009, т. 425, № 5, с. 642–648.

3. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geology, 2000, v. 108, p. 381–401.

4. Ernst R.E., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodriques J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V. Mesoproterozoic intraplate magmatic ‘barcode’ record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions // Precamb. Res., 2013, v. 230, p. 103–118.

5. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences, 2010, v. 310, p. 812–825.

6. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precamb. Res., 2009, v. 170, p. 256–266.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ЧОЧИМБАЛЬСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Глушкова Е.Г.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
anastasiy-9@yandex.ru*

Чочимбальский рудно-россыпной узел входит в состав Западно-Верхоянской металлогенической зоны, характеризующейся крупными стратифицированными серебряными и жильными золото-серебряными месторождениями и рудопроявлениями.

Целью данной работы являлось изучение минералого-геохимических особенностей россыпного золота бассейна руч. Чочимбал для установления, за счет каких источников образовалась россыпная золотоносность исследуемой территории – эндогенного оруденения или зон гипергенеза. Автором изучено шлиховое золото общим весом 11.8 г, из элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений руч. Чочимбал и его притоков, любезно предоставленное д.г.-м.н. А.В. Костиным. Отбор шлиховых проб проводился по ранее отработанным старательским полигонам.

Рудно-россыпной узел расположен в поле развития отложений нижнего и среднего карбона серджахской, чочимбальской и имтанджинской свит, сложенных песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, и находится в верхнем-среднем течении руч. Чочимбал, являющегося левым верхним притоком р. Дянышка (бассейн р. Лены). Четвертичные отложения представлены в основном аллювиальными и водно-ледниковыми образованиями – галечно-валунным материалом, цементированным песками и глинами. Чочимбальский рудно-россыпной узел приурочен к сводовой части Имтанджинской антиклинали, где наблюдается широкое развитие продольных и поперечных разломов. В пределах описываемой территории развиты межпластовые гранодиорит-порфировые дайки позднемелового возраста. Зоны экзоконтактов вмещающих пород слабо перекристаллизованы и нередко пиритизированы.

В результате изучения россыпного золота бассейна руч. Чочимбал установлено, что преобладает достаточно крупное золото (+2.0–6.0 мм), в подчиненном количестве присутствует мелкое (< 1 мм). По данным [5] в россыпях встречаются самородки до 150 г. Выявлено полимодальное распределение в россыпи крупных и средних фракций золота, являющихся малоподвижными в условиях гидродинамического потока, что указывает на наличие нескольких источников питания. Установлено, что увеличение золота по крупности и находки самородков приурочены к участкам размыва секущих и межпластовых жильных тел и зон прожилкования. Россыпное золото имеет слабую степень окатанности, свойственную для золота ближнего сноса, что подтверждает связь золотоносных россыпей бассейна руч. Чочимбал с близлежащими коренными источниками. Кроме этого, в результате сопоставления морфологических особенностей россыпного и рудного золота выявлено их сходство. По данным [2, 5] в близлежащих рудопроявлениях золото крупностью +2.0–6.0 мм не установлено, что вероятно связано с крайне неравномерным распределением золота – образованием рудных столбов на участках повышенной трещиноватости и проницаемости руд [4]. По данным С.Г. Желнина [1] неравномерное распределение самородного золота свойственно для месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой формации, образующих россыпи с наиболее крупным золотом, и в которых крупность золота значительно выше, чем в первичных рудах. При этом золотосульфидные и золотосеребряные рудопроявления характеризуются более мелким золотом [1].

Для россыпного золота, как и рудного, характерен широкий диапазон вариаций пробности от 530 до 850 ‰, с преимущественным развитием низкопробного (500–699 ‰) и относительно низкопробного (700–799 ‰), и с незначительным распространением золота средней пробности, что вероятно является свидетельством многостадийности рудообразования в условиях средних и малых глубин.

Микрозондовым анализом (258 определений) установлено, что в россыпном золоте элементы-примеси Hg и Cu находятся в основном ниже предела чувствительности прибора, лишь незначительные содержания Hg выявлены в единичных золотилах (руч. Вилка, Жилка).

Обнаруженные спектральным анализом в россыпном золоте элементы-примеси (Fe, Pb, Sb, Cu, Mn, Zn, Sn, As) объясняются присутствием в матрице золотин микровключений рудных минералов и отражают специфику минерального состава руд Чочимбальского рудно-россыпного узла. Широкий спектр элементов-примесей в золоте в целом соответствует формационным типам, выделяемым на данной территории С.Г. Невойсой [2] и А.В. Костиным [3], но в большей мере характеризуют золото-кварцевую формацию.

Выявленные внутренние структуры россыпного золота – неяснозональное разнотекстурное строение с криволинейными очертаниями индивидов, пятнистая неоднородность, грануляция относительно низкопробного золота, характерны для золота среднеглубинных и близповерхностных месторождений. Наличие контрастно различающегося по содержанию серебра разнофазного золота и прожилковидных обособлений высокосеребристой фазы, вероятно, указывает на совмещение разновременных продуктивных минеральных ассоциаций. О наложенной минерализации также свидетельствуют железоокисные-(гидроксидные?) прожилки с постоянными примесями Pb и As, наблюдаемые в золото-кварцевых сростках, как по трещинам в кварце, так и по границам сростаний. Фрагментарные высокопробные оболочки и микропрожилки по периферии изученных золотин служат показателем слабой степени их экзогенного преобразования и отсутствия зоны гипергенеза на территории Чочимбальского рудно-россыпного узла. Результаты анализа химического состава и внутреннего строения россыпного золота убедительно доказывают, что в целом оно длительно не пребывало в экзогенных условиях и является элювиально-делювиальным.

Полученные результаты изучения минералогии россыпного золота и сопоставление их с имеющимися данными по рудному золоту Чочимбальского рудно-россыпного узла позволяют сделать вывод, что золотоносные россыпи образованы за счет разрушения близлежащих рудных источников, приуроченных к сводовой части Имтанджинской антиклинали, а не за счет зон гипергенеза. Выявленные минералогические-геохимические особенности россыпного золота свидетельствуют о формировании россыпей Чочимбальского узла за счет рудопроявлений золото-кварцевой формации и в меньшей степени золотосульфидной и золотосеребряной.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

Литература:

1. Желнин С.Г. Условия образования аллювиальных россыпей золота на Северо-Востоке Азии. М.: Наука, 1979. – 120 с.
2. Ивенсен Ю.П., Амузинский А.В., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука. 1975. – 322 с.
3. Костин А.В. Формации благородных металлов Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2005. №5. С. 29-33.

4. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990. – 292 с.

5. Урзов А.С. Государственная геологическая карта СССР, масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская, Лист Q-52-XXI, XXII. Москва, 1980. 108 с.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ВДОЛЬ ЛИНИИ ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.
ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Гетерогенная организация геологической среды является осложняющим фактором сейсмического волнового поля при глубинных (до 70 км) исследованиях земной коры. Специальная обработка сейсмических данных, выполняемая в программном комплексе «StreamSDS» (ФГУП «СНИИГГиМС», [1, 2]) учитывает гетерогенный характер волнового отклика среды и использует статистический метод определения изменяющейся локальной формы интерференционных пакетов отраженно-рассеянных волн в некотором ограниченном окне сейсмического разреза. В режиме «бегущего окна» вычисляется матрица нестационарных локальных волновых пакетов $\varphi_k(t_i)$, позиционированных по вертикальной и горизонтальной координатам сейсмического разреза. Эта информационная матрица сигналов концентрирует в сжатом виде данные о геометрическом месте отражателей и их индивидуальных динамических характеристиках в плоскости разреза земной коры.

Северо-восточный участок профиля 3-ДВ, 2100-2700 км (рис. 1), пересекает Аян-Юряхский антиклинорий, Ингьяли-Дебинский синклиний и Балыгычанское поднятие.

Отдельный отрезок профиля расположен в зоне влияния Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Отправной точкой при создании модели строения земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль Северо-восточного участка профиля 3-ДВ послужил геологический разрез верхней части земной коры до глубины 10 км (см. верх рис. 2, А), составленный по листам геологических карт Р-54, 55, 56, 57 с учетом сейсмического разреза и частотно-энергетических атрибутов информационной матрицы сигналов: суммарной энергии, вычисленной в макро-окне 3*3 км (подложка модели на рис. 2, А); квадрата энергии в микро-окне 1*1 км (рис. 2, Б); энергии высоких частот спектра 40 - 60 Гц в окне 3*3 км (рис. 2, В).

Аян-Юрхского и Инъяли-Дебинского блоков, а также сквозные коровые сдвиго-раздвиговые зоны в обрамлении Берелехского и Умаро-Дебинского разломов.

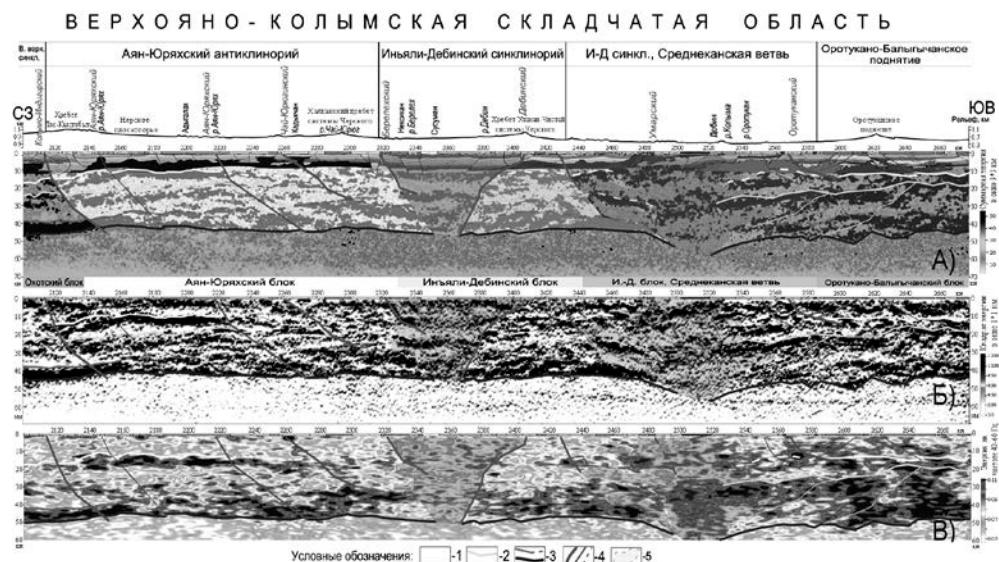


Рис. 2. Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии профиля 3-ДВ. А) суммарная энергия локальных пакетов отраженно-рассеянных волн в окне 3*3 км; Б) квадрат энергии в окне 1*1 км; В) высокочастотная энергия в интервале спектра 40 - 60 Гц.

1 - кровля фундамента, 2 - кровля нижней гранулито-базитовой коры, 3 - границы переходного коромантийного слоя, 4 - разломы: главные, второстепенные и предполагаемые, 5 - области интенсивной тектоно-магматической переработки и внедрения мантийных флюидов.

Согласно построенному геологическому разрезу верхней десяти километровой толщи земной коры (см. верх рис. 2, А) пермо-триасовые отложения Аян-Юрхского антиклинория подстилаются Колымским поясом гранитоидов $\gamma\delta K_1$, занимающим тотальное положение в интервале глубин -10÷-4 км и простирающимся от Колымо-Индибирского глубинного разлома на 2110 км профиля до Берелехского разлома на 2320 км. Этот участок разреза земной коры отнесен к Аян-Юрхскому блоку.

Восточнее Берелехского разлома, иначе - разлома Кунтук, на участке от 2320 км до 2420 км профиля в чехле фиксируется впадина глубиной не менее двух километров, заполненная отложениями мезозоя. Она сформирована многочисленными сбросами, направленными от бортов к её центру и имеющими глубинное заложение. Этот участок профиля отнесен нами к Инъяли-Дебинскому тектоническому блоку.

Далее по профилю от Дебинского до Умарского разломов (2420-2510 км) наблюдается преимущественно северо-западное падение разрывных нарушений различного ранга, что по нашему мнению маркирует вход в субширотную Среднеканскую ветвь Инъяли-Дебинского синклинория. На этом участке происходит выход на дневную поверхность Бусугуньинского комплекса гранодиоритов $\gamma\delta J_3b$. На отрезке 2510 - 2600 км профиля наблюдаются аналогичные масштабные сбросы северо-западного падения и внедрение Омсукчанского комплекса лейкогранитов $\gamma^{lk}K_2O$.

Завершающая часть разреза профиля 3-ДВ (2600-2700 км) протягивается от Оротуканского к Балыгычанскому поднятию, входящему в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Влияние ОЧВП выразилось в сбросо-взбросовых перемещениях верхнепалеозойских и мезозойских вулканогенно-осадочных толщ юго-восточного падения, внедрениях в верхнюю кору Дагорского лейкогранитного массива Омсукчанского комплекса $ly^d K_2O$. Этот участок профиля отнесен нами к Оротукано-Балыгычанскому тектоническому блоку.

Изучение отражающих и поглощающих свойств земной коры, степени её расчлененности, изменения среднего размера геологических неоднородностей на основе частотно-энергетических атрибутов сейсмического разреза позволило предложить вариант модели строения земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии профиля 3-ДВ.

Литература:

1.Гошко Е.Ю. и др. Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» – Госуд. Реестр изобретений РФ, 10.05.2008 г.

2. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ. «Геодинамика и Тектонофизика» № 5(3) С. 785–798. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0155.

НЕТРАДИЦИОННЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ АЛМАЗОВ ЯКУТСКОЙ АРКТИКИ

Граханов С.А., Смелов А.П., Олейников О.Б., Тимофеев В.Ф.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск (igabm@ysn.ru)*

В последние годы жизни Александр Павлович Смелов активно занимался проблемой нетрадиционных коренных источников алмазов в арктических регионах Якутии. Вместе с коллективом единомышленников он прошел сотни километров маршрутов и изучил разрезы вулканогенно-осадочных в Оленекском за-

ливие моря Лаптевых, на краже Чекановского и в дельте р. Лена (фото 1). Результаты исследований позволили совершенно в ином ракурсе взглянуть на проблему коренных источников северных россыпей, о чем свидетельствуют приведенные данные:

На севере Якутии активно эксплуатируются четвертичные промышленные россыпные месторождения с уникальной по типоморфизму ассоциацией алмазов. Коренные источники этих алмазов неизвестны. Самые древние находки этой ассоциации алмазов были сделаны в базальных отложениях верхнего триаса карнийского яруса. Эти алмазоносные образования были закартированы в ядрах антиклинальных складок Лено-Анабарской ветви складчатости и западного склона Хараулахского антиклинория [1, 2, 3]. Ранее считалось, что базальные горизонты карнийского яруса сложены конгломератами и гравелитами прибрежно-морского генезиса [1, 2, 3], однако в результате проведенных в последние годы работ, в отдельных разрезах, были установлены прослои вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород [4, 6, 8, 9]. Алмазоносные породы осипайской свиты карнийского яруса залегают на ладинских континентальных песчаниках туусбалыкской пачки [7]. Полученные значения возраста «кимберлитовых» цирконов из алмазоносных пород свидетельствуют по крайней мере о двух этапах проявления вулканизма - позднеладинском и раннекарнийском [5].

Алмазоносные триасовые породы в зависимости от количества в них пеплового материала и лапиллей, а также присутствия терригенной составляющей относятся к единой серии от вулканических, через осадочно-вулканогенные, до вулканогенно-осадочных пород (лапиллевые и песчаные туфы – туффиты – туфопесчаники – туфогравелиты – туфоконгломераты – конгломераты – гравелиты). В вулканических породах существенная роль принадлежит лапиллям, сложенным в основном агрегатом шамозита, а также иногда анальцима, гидрогетита и иллита. В лапиллях отмечаются остроугольные обломки (около 0,1 мм) альбита и кварца. Подтверждением эндогенной природы лапиллей (первично расплавной) служат находки в них реликтов высокоглиноземистого ромбического пироксена, ограненных зерен хромшпинелида, рутила и его сростков с пикроильменитом. Связующая масса представлена остроугольными обломками кварца, альбита и олигоклаза с цементированных матриксом, состоящим из шамазита, гидрослюда и иногда Ca-Na-цеолита. Для песчаных туфов также характерны обломки кварца и плагиоклазов, калиевого полевого шпата (санидина). Цемент представлен шамозитом и иллитом [4, 6]. По структурно-текстурным данным среди литокластов резко преобладают трахибазальты, андезит-базальты, гиадобазальты, трахиты (80–90%), реже встречаются сиенит-порфиры, андезиты. Учитывая, что все алмазоносные породы интенсивно изменены, диагностика химического состава первичного вулканического материала (пеплов, лапиллей, литокластов) достаточно затруднена. Все

составляющие алмазоносный осадочно-вулканогенный горизонт близки между собой, и совокупность петрографических и геохимических данных позволяет сделать вывод, что алмазоносные осадочно-вулканогенные породы были образованы в результате проявления основного-ультраосновного вулканизма щелочного-субщелочного характера.



Фото 1. 2013 год, А.П. Смелов, дельта р. Лена, хр. Туора-Сис, разрез вулканогенно-осадочных пород карнийского яруса.

В составе минералов тяжелой и легкой фракции алмазоносных пород наиболее распространенным является хлорит. Для туфов и туфдитов характерно повышенное содержание титановых минералов – рутила, анатаза и лейкоксена, иногда сумма этих минералов превышает 50% тяжелой фракции. По соотношению минералов тяжелой и легкой (кварц, хлорит, гидрослюда, плагиоклаз, карбонат) фракций вулканогенные породы уверенно отличаются от осадочных [4, 6]. Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород является уникальным по содержанию и широкому спектру цветовых разновидностей неокатанных пиропов, хромшпинелидов, пикроильменита и рутила. Среди них преобладает пироп. Подобные количества минералов-спутников алмазов встречаются нечасто даже в кимберлитах с высокой алмазонасностью. Среди пиропов присутствуют зерна всех цветовых разновидностей, но доминируют оранжевые индивиды. Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса невысокое и редко превышает 1-2 % [4, 6], но высока доля гранатов эклогитового типа парагенезиса с повышенной примесью MnO , что (по Н.В. Соболеву, $MnO > 0.5$ мас.%) характерно для высокоалмазоносных пород [10].

Типоморфные особенности алмазов из туфогенно-осадочных пород основания карнийского яруса идентичны таковым в промышленных четвертичных россыпях. Ураганной алмазонасностью выделяются туфы западного крыла

Булкурской антиклинали – до 12,63 кар/м³ [4, 6] и прибрежно-морские конгломераты м. Тумул – до 13,26 кар/м³ [3]. Уровень алмазности туфов практически не зависит от количества грубокластического материала, так, на Булкурской антиклинали наиболее продуктивными являются пепловые туфы. Алмазы из туфов и туффитов Булкурской антиклинали по среднему весу и распределению их по классам крупности близки к таковым из коренных кимберлитов или россыпей ближнего сноса [4, 6]. В алмазных конгломератах крупность кристаллов увеличивается, что обусловлено сортировкой в прибрежно-морских условиях [3].

Предполагается, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено тем, что выброс алмазных туфов из подводящих каналов этого типа охватывал значительные площади в ладине и карнии [5]. В более позднее время они перерабатывались и перемещались, формируя палеороссыпи, в результате карнийской, рэтской и плинсбахской трансгрессий. В свою очередь, четвертичные россыпи формировались за счет размыва мезокайнозойских промежуточных коллекторов алмазов [6].

Литература:

1. Гошина Н.И. Находка алмаза в низовьях р. Лены // Док. АН СССР. – 1979. – Т.239, №5. – С. 1168-1169.
2. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2003. – Т.44, №11. – С. 1191-1201.
3. Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуш И.Н., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых // Отечественная геология. – 2009. – №1. – С. 53-61.
4. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса - источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2010. – №5. – С. 3-12.
5. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. – 2011. – №5. – С. 56-64.
6. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Сулейманов А.М., Ноговицын Р.Р. Новый тип коренных источников алмазов Якутии. Наука и образование. Якутск, 2013. № 4 (72). С.12-18.
7. Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. – 177 с.
8. Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И. Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазный горизонт северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2013, том 451, №2, с.193-196.

9. Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В. Признаки взрывно-обломочного генезиса алмазного карниевского горизонта Усть-Оленекского района. // Геология и геофизика. – 2012, – Т.53, № 6. – С.698-711.

10. Соболев Н.В. Логвинова А.М. Николенко Е.И. Лобанов С.С. Минералогические критерии алмазности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2013, т. 54. № 8, с. 1162-1178.

ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПОРОДОРАЗРУШАЮЩИХ ИНСТРУМЕНТОВ ДЛЯ КОЛОНКОВОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ

Григорьев Б.В., Скрыбин Р.М.
СВФУ им. М.К.Аммосова, г.Якутск

По данным ОАО АК «Алроса» и дочернего предприятия ОАО «Алмазы Анабара» на данное время применяемая технология бурения разведочных скважин представлена вращательным бурением с продувкой сжатым воздухом, одинарными колонковыми трубами с использованием серийных твердосплавных буровых коронок типа СМ-5, СА-6 с приваренными расширителями, изготавливаемыми из таких же коронок собственными силами, скважины вертикальные, наклонные, глубиной бурения 250 метров диаметром от 112 мм до 300 мм. Средний ресурс твердосплавного породоразрушающего инструмента по алевролитам составляет 10-15 м, по песчаникам 4-5 м, по кварцитам 1-2 м, по доломитам приходится использовать пневмоударные механизмы с коронками КП-132, что плохо сказывается на представительность керновых проб горных пород. В среднем по компании АЛРОСА на 1000 п.м. расходуется 167 буровых коронок при средней проходке на коронку – 5,98 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.

Предлагаемое техническое решение направлено на повышение эксплуатационной стойкости буровых коронок на основе опыта отработки серийных твердосплавных и алмазных коронок, с применением инновационных сверхтвердых материалов.

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.

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.

Целью настоящего технического решения является повышение эффективности твердосплавных коронок (скорости бурения, ресурса) при использовании их в горных породах средней и выше среднего твердости (категории буримости). Поставленная цель достигается тем, что корпус 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.

Наличие широких твердосплавных резцов по торцу и на боковой поверхности породоразрушающего инструмента обеспечивает максимальные зазоры между колонковой трубой и стенками скважины, что обуславливает хорошую очистку забоя скважины от шлама.

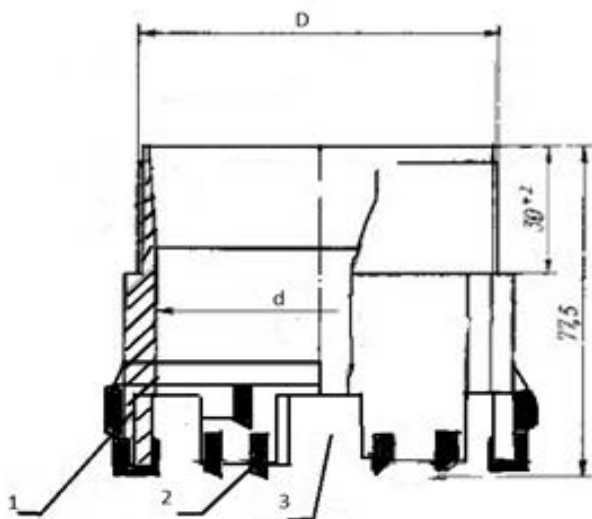


Рис.1. Породоразрушающий инструмент с увеличенными продувочными окнами с резцами из инновационных сверхтвердых наноматериалов. (1 корпус коронки, 2 резцы из кубического нитрида бора, 3 торцевые промывочные окна.

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-трещинообразование 500- графитизация

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. Кубический нитрид бора получен из нитрида бора (BN), по свойствам во многом похожего на графит. Как и графит, нитрид бора кристаллизуется в гексагональную решетку. Расстояние между атомами, расположенными в вершинах правильных шестиугольников, у нитрида бо-

ра равно 1,45А, у графита — 1,42А, а расстояние между плоскостями составляет соответственно 3,33А и 3,35А. При этом в каждом шестиграннике атомы бора и азота чередуются между собой, каждый атом азота соединен с тремя атомами бора и наоборот.

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].

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.

НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В НИЖНЕЙ ЮРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БОРТА ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

**Гриненко В.С.¹, Князев В.Г.¹, Горячева А.А.²,
Девятов В.П.³, Михайлова Т.Е.⁴**

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

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

³*ФГУП СНИИГГиМС, г. Новосибирск*

⁴*«ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», г. Якутск*

На северо-западном борту Вилюйской синеклизы по естественным выходам и колонковым скважинам ранее было установлено трансгрессивное залегание нижнеюрских отложений в составе укугутской, тюнгской [9] и сунтарской свит на раннепалеозойском карбонатном цоколе. В процессе дальнейших исследований обнаружены участки рассматриваемой территории с залеганием трансгрессивной нижнетюнгской сунтарской свиты основания красноякской серии [4] на нижнепалеозойских образованиях. Полученные данные об отсутствии в изученном интервале юры укугутской и тюнгской свит дают основание для уточнения Легенды Нижневилюйской серии листов Госгеолкарты-200/2 РФ, утвержденной НРС Рос-

недра (Протокол № 52 от 11 октября 2011 г.). Изменения следует внести в следующие графические приложения Легенды...[11]: «Схему стратиграфического районирования верхнетриасовых—юрских отложений», «Легенду верхнетриасовых юрских отложений» и «Корреляционную таблицу верхнетриасовых юрских отложений».

Полученные материалы позволяют также наметить новый тип разреза, которому присвоено наименование «Мастахский», по руч. Мастах, левому притоку р. Тюнг. Особенностью его строения в зоне выклинивания юрских отложений является полное отсутствие нижнего лейаса или аномально низкие значения мощности верхнеплинсбахской тюнгской свиты и редукция укугутской свиты.

Залегание сунтарской свиты в составе межрегионального стратиграфического китербютского горизонта на карбонатном цоколе раннего палеозоя подтверждают результаты комплексного палинологического анализа кернового материала из трех скважин (рис.) - скв. 171/216 (обр. 9, 12), скв. 171/212 (обр. 21, 27) и скв. 165/212 (обр. 14, 8). Из проб керна Т.Е. Михайловой были изучены палиноморфы наземной растительности, и определен единый спорово-пыльцевой комплекс широкого стратиграфического диапазона (СПК) с доминированием двухмешковой пыльцы хвойных и спор цистейных папоротников, присутствием спор теплолюбивых растений—иммигрантов из Евро-Синийской фитогеографической области и заметным участием моносулькатной пыльцы гинкговых. Установленный СПК обладает чертами, характерными для зональных комплексов палиностратиграфической шкалы Сибири, характеризующих палинозону 5 – *Tripartina variabilis* и палинозону 6 - *Syathidites* spp., *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*, *Klukisporites variegatus*, *Classopollis*, что дает возможность ограничить стратиграфический интервал вмещающих отложений верхами верхнего плинсбаха – нижним тоаром [12, 14]. Кроме наземных палиноморф образцы керна содержали микрофитопланктон, детально проанализированный А.А. Горячевой. В районе исследований в образцах из сунтарской свиты группа микрофитопланктона обнаружена впервые и представлена диноцистами, акритархами, прازیнофитами и зигнемовыми. В результате получены новые данные, дополняющие уже существующие сведения по биостратиграфии и палеогеографии тоара в Восточной Сибири [8, 13], в том числе по Вилуйской синеклизе и складчатому обрамлению Сибирской платформы [3, 5, 6, 9, 10 и др.]. Установлено два биостратона в ранге слоев с диноцистами (табл. 1, табл. 2). **Слон с *Nannoceratopsis deflandrei senex*. Сква. 165/212. Обр. 14, гл. 54 м.** Диноцисты *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina (доминирует), *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt, *Nannoceratopsis plegas* Drugg, *Nannoceratopsis* sp., *Mendicodinium* sp., *Wallodinium* sp., *Fromea* sp., акритархи *Micrchystridium* sp., *Leiofusa jurassica* Cookson et Eisenack, прازیнофиты *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Cymatiosphaera* sp., и зигнемовые *Ovoidites* sp. Стратиграфический интервал — нижний тоар. Данный биостратон выделен в объеме акме ви-

да—индекса. Верхняя граница проводится по первому появлению *Nannoceratopsis gracilis* Alberti. Ранее этот биостратонон был установлен на севере Восточной Сибири в обнажениях на р. Келимьяр с аммонитами *Harpoceras falciferum* и комплексом фораминифер, характерных для зоны JF 11 — *Ammobaculites lobus*, *Trochammina kisselmani* (нижний тоар, аммонитовая зона *Harpoceras falciferum* — низы зоны *Dactylioceras commune*) [1, 2, 7, 15].

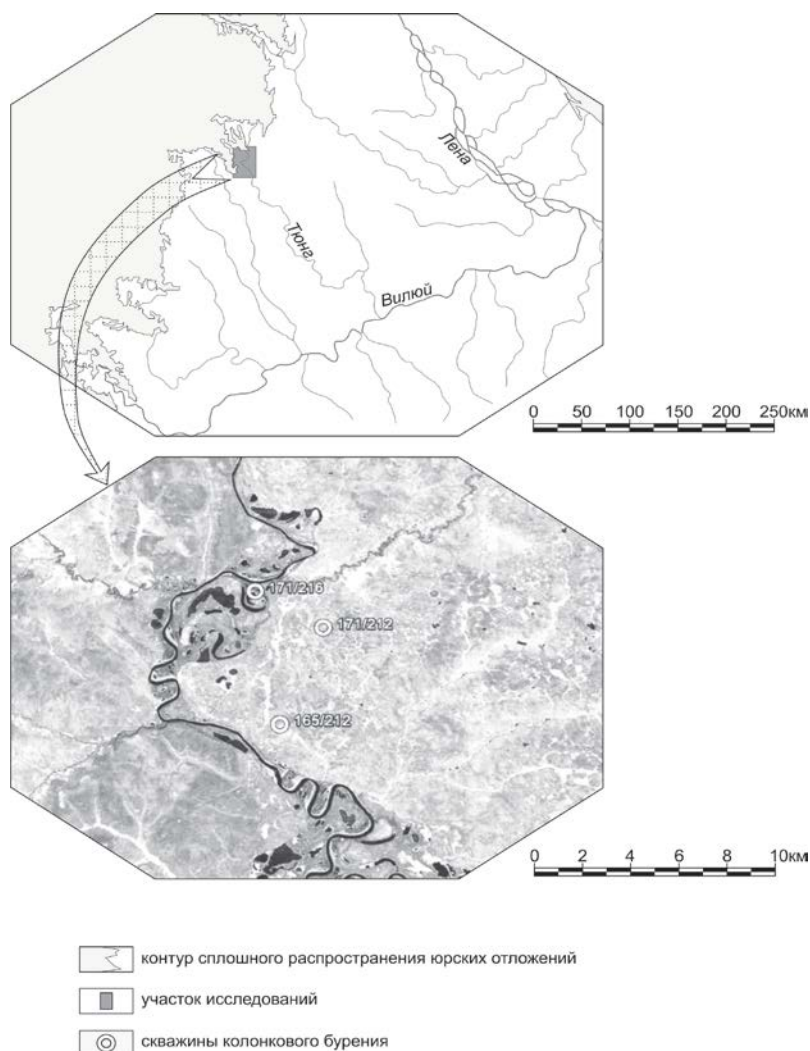
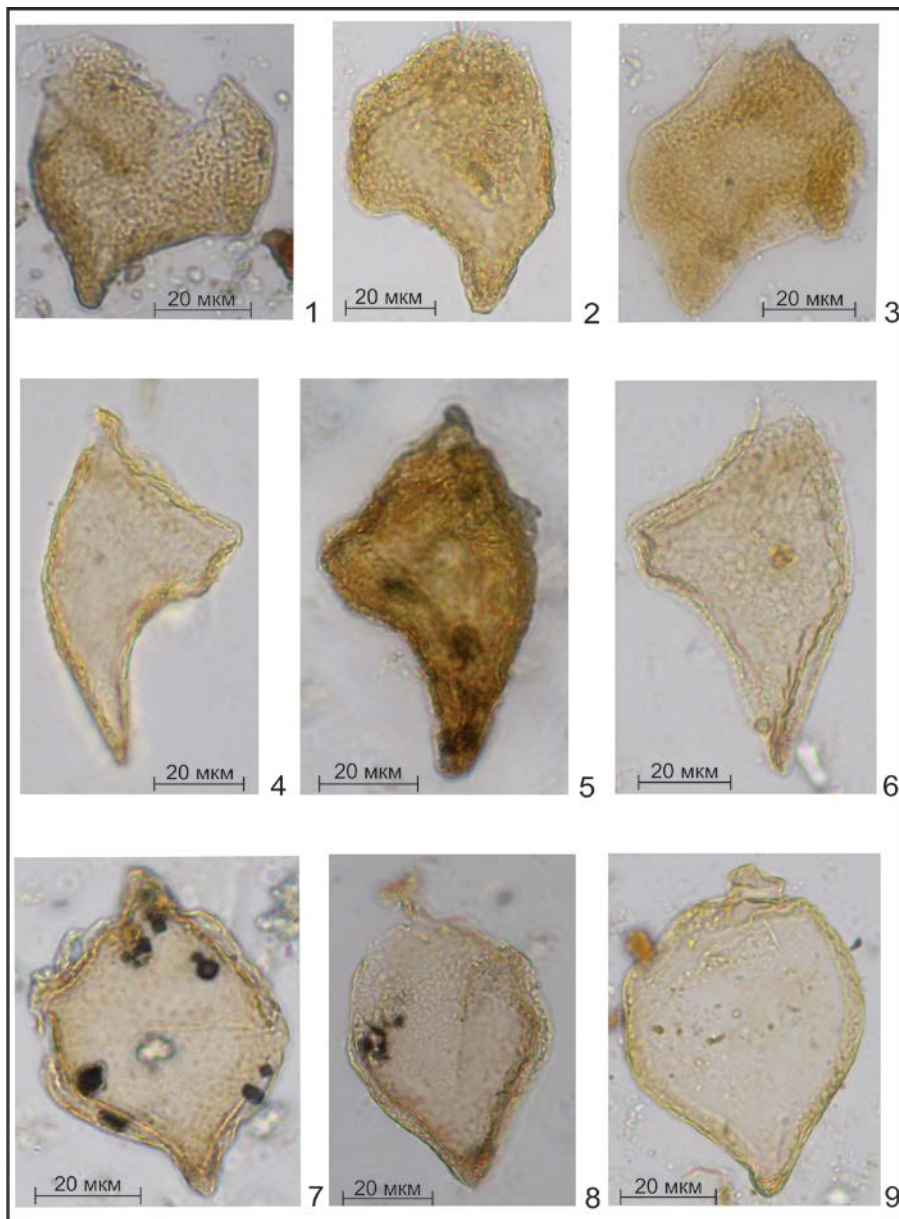


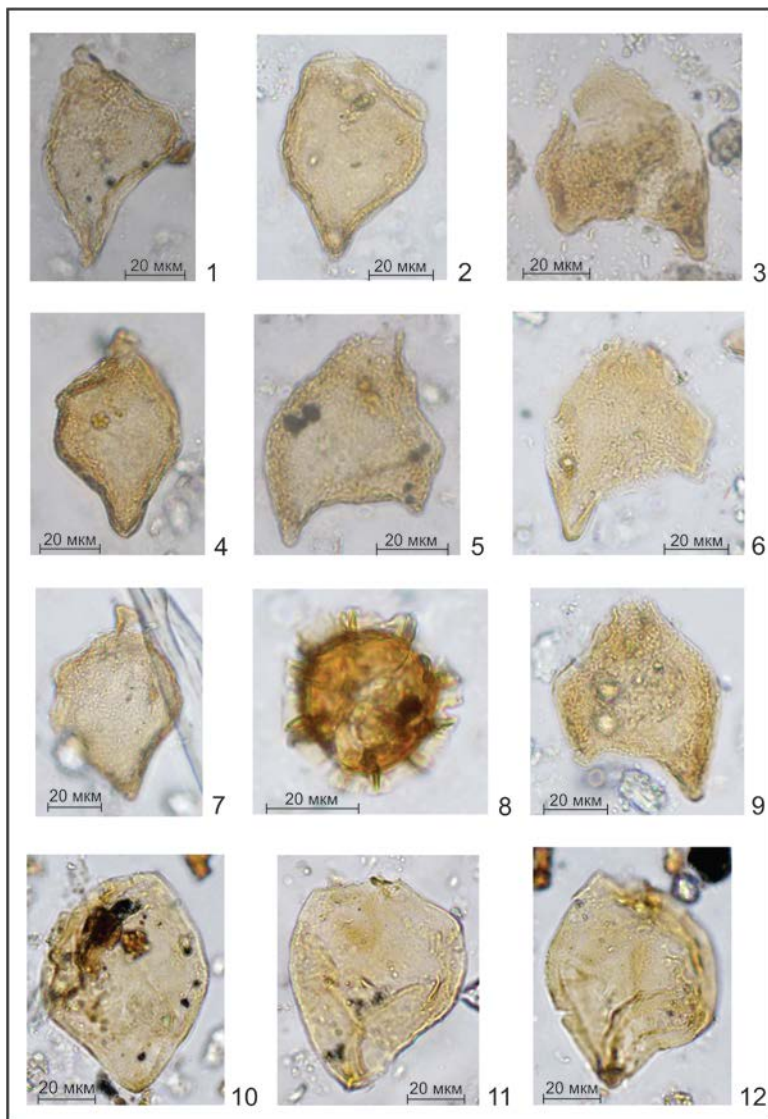
Рис. Участок исследований и положение скважин колонкового разведочно-картировочного бурения в устьевой части р. Матах (басс. р. Тунг)
Условные обозначения: 1 — контур сплошного распространения юрских отложений;
2 — участок исследований; 3 — скважины колонкового бурения.

Таблица 1.



Объяснение к таблице 1. 1. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 1 (171/216), обр. 12, гл. 48,2 м; 2. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 1 (171/216), обр. 9, гл. 39,2 м; 3. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 1 (171/216), обр. 12, гл. 48,2 м; 4, 6. *Nannoceratopsis plegas* Drugg, скв. № 1(171/216), обр. 9, гл. 39,2 м; 5. *Nannoceratopsis plegas* Drugg, скв. № 2 (171/212), обр. 21, гл. 79,2 м; 7. *Nannoceratopsis* sp., скв. № 2 (171/212), обр. 21, гл. 79,2 м; 8,9. *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina, скв. 1 (171/216), обр. 9, гл. 39,2 м.

Таблица 2.



Объяснение к таблице 2. 1. *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt, скв. № 2 (171/212), обр. 27, гл. 98 м; 2. *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina, скв. № 2 (171/212), обр. 27, гл. 98 м; 3. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 2 (171/212), обр. 27, гл. 98 м; 4. *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina, скв. № 2 (171/212), обр. 27, гл. 98 м; 5. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 2 (171/212), обр. 27, гл. 98 м; 6. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 3 (165/212), обр. 8, гл. 36 м; 7. *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina, скв. № 3 (165/212), обр. 8, гл. 36 м; 8. *Pterospermla* sp., скв. № 3 (165/212), обр. 8, гл. 36 м; 9. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, скв. № 3 (165/212), обр. 8, гл. 36 м; 10, 11, 12. *Nannoceratopsis deflandrei senex* (Van Helden) Iljina, скв. № 3 (165/212), обр. 14, гл. 54 м.

Слой с *Nannoceratopsis gracilis*. Скв. 171/216, обр. 12, гл. 48,2 м и обр. 9, гл. 39,2 м; скв. 171/212, обр. 27, гл. 98 м и обр. 21, гл. 79,2 м; скв. 165/212, обр. 8, гл. 36 м. Диноцисты *Nannoceratopsis deflandrei*, *Nannoceratopsis gracilis*, *Nannoceratopsis deflandrei senex*, *Nannoceratopsis plegas*, *Nannoceratopsis* sp., ?*Kallosphaeridium* sp., празиофиты *Cymatiosphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Tasmanites* sp., *Pterospermella* sp. и зигнемовые *Ovoidites* sp. Стратиграфический интервал - нижний тоар. Ранее этот биостратон был определен на севере Восточной Сибири в объеме верхней части фораминиферовой зоны JF 11 и низов фораминиферовой зоны JF 12 [1, 2, 7, 15]. Нижняя граница этого биостратона проводится по появлению вида—индекса, а верхняя по акме *Pallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies. В данном случае верхняя граница биостратона не определена.

Таким образом, на северо-западном борту Вилуйской синеклизы впервые в сунтарской свите установлена группа микрофитопланктона, представленная диноцистами, акритархами, празиофитами и зигнемовыми. В разрезе свиты, в ранге слоев выделены два региональных биостратона: **слой с *Nannoceratopsis deflandrei senex*** и **слой с *Nannoceratopsis gracilis***. Они характеризуют нижние слои сунтарской свиты на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении, и коррелируются с китербютским горизонтом региональной шкалы Сибири. Для уточнения положения изученного интервала в региональных (унифицированных) и корреляционных стратиграфических схемах необходимо дальнейшее развитие подобных исследований.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014—2016 гг.

Литература:

1. Горячева А.А. Биостратиграфия нижнеюрских отложений севера Восточной Сибири по диноцистам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы пятого Всероссийского совещания (г. Тюмень, 23-26 сентября 2013 г.). Тюмень: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 47—49.
2. Горячева А.А. Микрофитофоссилии нижней и средней юры Сибири: биостратиграфия и биофацальный анализ. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, ИНГ СО РАН, 2014. 22 с.
3. Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено—Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 72—78.
4. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых—юрских отложений Восточно—Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2010. 19 с.
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, страти-

графия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии: в 2 т. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2011. Т. 1. С. 65—70.

6. 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.

7. Девятков В.П., Князев В.Г., Никитенко Б.Л., Мельник О.А., Глинских Л.А. Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунгской пачки келимйрской свиты (р. Келимйр, бассейн р. Оленек) // Отечественная геология, 2010. № 5. С. 105—112.

8. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С. 927—956.

9. Кирина Т.И., Месежников М.С., Репин Ю.С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири (Сборник научных трудов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70—85.

10. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология, 2002. № 4. С. 73—80.

11. Легенда Нижневилуйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия). Т. 1 (119 с.), Т. 2 (57 с.) / Ю.А. Дукардт, В.А. Камалетдинов; Гл. редактор В.С. Гриненко. Якутск, 2001.

12. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

13. Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Гриненко В.С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). № 1. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2001. С. 112—139.

14. Шурыгин, Б. Н. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятков, В. И. Ильина, С. В. Меледина, Е. А. Гайдебурова, О. С. Дзюба, А. М. Казаков, Н. К. Могучева – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2000. 480 с.

15. Nikitenko B.L., Reolid M., Glinskikh L. Ecostratigraphy of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. Vol. 376. P. 200—212.

РАННИЙ-ПОЗДНИЙ МЕЛ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»: СОБЫТИЙНЫЙ АСПЕКТ

Гриненко В.С., Костин А.В.

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

Выполнен анализ стратифицированных и нестратифицированных образований мела зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно-Колымская складчатая область» [1, 2, 3, 4, 5]. Он ориентирован на разработку и усовершенствование современных корреляционных схем и на уточнение структурно—фациального и магматического районирования в пределах Вилюйской синеклизы, центральных частей Предверхоянского краевого прогиба и Верхоянского складчатого—надвигового пояса. В настоящее время в «зоне перехода» все закартированные разновозрастные геологические тела, в том числе сформированные между 145 и 65 млн. лет, отображены в схемах корреляции легенд нового поколения Госгеолкарт—200/2 РФ (Нижевильюйской и Верхоянской), Госгеолкарт—1000/3 РФ (Анабаро—Вилюйской и Верхояно—Колымской). В ходе исследований на столь обширной территории востока Сибирской платформы и её складчатого обрамления выполнено (рис. 1) площадное районирование геологических тел, осуществлено ранжирование разреза континентальных осадочных образований и магматических пород мелового возраста на местные стратоны различного иерархического уровня. Наряду с традиционно используемыми на практике подразделениями с местными географическими названиями (свитами и петрокомплексами), установлены тела более высокого ранга — серии, представленные латеральными и вертикальными парагенезами стратифицированных подразделений (свит), имеющих между собой постепенные переходы [1, 2]. В низовьях р. Лены обычно на мелкомасштабных картах отображались (кроме свит) выявленные на поверхности и прослеженные бурением в пределах Предверхоянского прогиба ленская (1295—1760 м, K_1ls), а в Вилюйской синеклизе и на сопредельных площадях краевого прогиба (по керну скважин и совокупности промыслово—геофизических данных) — сангарская (673—870 м, K_1sg) и вилюйская (520—1250 м, K_{1-2vl}) серии.

В ходе исследований было установлено, что границам серий отвечают этапы резкой смены палеогеографических обстановок и, как правило, стратиграфические несогласия [1-5]. Эти несогласия отрицательно влияли на качество корреляций в порайонных схемах: выделенные геологические тела в ряде естественных обнажениях и установленные по керну картировочных и глубоких скважин на нефть и газ, в большинстве случаев, не увязывались между собой. Поэтому, для достоверного и обоснованного сопоставления геологических тел в структуре разрезов раннего мела Ленской и Алданской ветвей прогиба были дополнительно выделены в разрезах мела Нижней Лены тутагинская (630—930 м, K_{1tt}) и кубалахская (735—1530 м, K_{1kh})

серии [5]. Все местные подразделения в ранге серий апробированы соответствующими комиссиями СибРМСК (протокол № 3 от 28 февраля 2011 г. Бюро СибРМСК и Приложение № 1 к нему) и рекомендованы для разномасштабного картографирования на востоке Сибирской платформы и в её складчатом обрамлении. Магматическая активизация в «зоне перехода» маркирована уровнями несогласий, что позволяет диагностировать их стратифицированные рубежи в событийном аспекте. Нами в «зоне перехода» установлена близость рубежей глобальных уровней морской биотической природы Западной Сибири (по [6]) региональным событиям континентальной биотической (биологической) (всего 6) природы Восточной Сибири, начиная с востока Сибирской платформы. Они скоррелированы [1—5] с общей, и увязаны — с геохронологической, шкалами.

Таковыми событиями являются: юрско—меловое (глобальное, морское, 145—135 млн. лет, и региональное, континентальное: в объёме батылхского фитогоризонта — 145—124 млн. лет); раннеаптское (глобальное, морское, 124 млн. лет, и региональное, континентальное: в объёме эксеняхского фитогоризонта — 124—112 млн. лет); раннеальбское (региональное, континентальное: в объёме хатырыкского фитогоризонта — 112—104 млн. лет); позднеальбско-сеноманское (региональное, континентальное: в объёме аграфеновского фитогоризонта — 104—90,4 млн. лет); турон—коньякское (глобальное, морское, уровень 88,5 млн. лет и, региональное, континентальное: в объёме чиримыйского фитокомплекса, 90,4—86,6 млн лет); сантон—кампанское (глобальное, морское, уровень 83,0 млн. лет); сантон—маастрихтское (региональное, континентальное: в объёме линденского фитокомплекса, 86,6–65,0 млн лет) и мел—палеогеновое (глобальное, морское и региональное, континентальное, уровень 65 млн. лет). К событиям регионального (по [6]) характера абиотической природы отнесены известные в «зоне перехода» магматические (всего 4) комплексы [2, 8], классифицированные нами как дулгалахское (112—97,5 млн. лет), куранахское (104—97,5 млн. лет), дянышкинское (97,5—93,5 млн. лет) и аркачанское (88,5—86,6 млн. лет) события. Установлено новое, поздне-сеноман—коньякское (региональное биотическое и абиотическое) событие (рис.2), синхронно проявившее себя в «зоне перехода» и охватывающее рубежи 93,5—86,6 млн. лет в вертикальном стратиграфическом разрезе (выделено в объёме лунгинского дацитового комплекса (ζK_2lh) и чиримыйской (200—500 м, $K_2\check{c}r$) свиты позднего мела [7]). Нами уровень регионального биотического события, в зоне взаимодействия Арктического супербассейна и континентальной части северо—востока Азиатской суши (в виде чиримыйского спорово—пыльцевого комплекса, с ландшафтами аллювиальной равнины и с умеренно озерно—болотными условиями седиментогенеза, по данным [3]) прослежен от Зея—Буреинской впадины (Забайкалье) до западного борта Вилюйской синеклизы (восток Сибирской платформы) и зафиксирован в двух пунктах: в бассейне р. Вилюй (СПК чиримыйской ($K_2\check{c}r$) свиты) и, в верховьях р. Лунгха (левый приток р. Лена), где взаимодействует между собой лунгинский дацитовый (ζK_2lh) комплекс и континентальные осадочные образования мела.

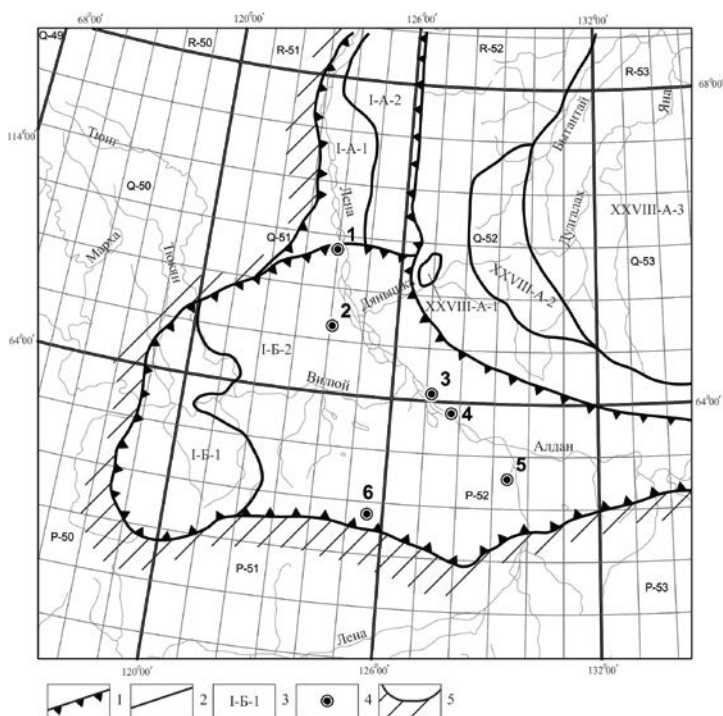


Рис. 1. Схема сопоставления геологических тел и корреляционные событийные уровни раннего—позднего мела зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно—Колымская складчатая область». Условные обозначения. 1— биотические (биологические) события глобальные морского генезиса; 2— биотические (биологические) события региональные континентального генезиса; 3 — абиотические события региональные вулканического происхождения; 4— положение трансгрессивной (TR) и регрессивной (RG) кривых Восточно—Сибирского осадочного бассейна в «зоне перехода»; 5— геохронологические уровни в млн. лет; 6— стратиграфические границы: а) согласные; б) несогласные с разрывом; 7— интрузивные секущие; 8— аббревиатура (возраст, индекс) геологических тел и их номер в порядке возрастания в схеме корреляции; 9— стратиграфические несогласные с разрывом, взаимоотношения с перекрывающимися геологическими телами не ясны; 10— стратиграфические перерывы, верхние границы геологических тел и их взаимоотношения с перекрывающимися образованиями не установлены. Геологические подразделения, свиты: 1— ынгырская; 2— дянгыльская; 3— кюсюрская; 4— хаиргасская; 5— батылыхская; 6— сиктяхская; 7— эксеняхская; 8— джарджанская; 10— хатырыкская; 11— менгкеринская; 14— аграфеновская; 17— чиримыйская; 19— тимердяхская; 21— линденская; серии: 9— сангарская; 20— вилюйская. Комплексы, магматические: 12— дулгалахский диорит—гранодиоритовый; 13— куранахский гранит—гранодиоритовый; 15— дяныш-кинский пироксен якутопирангитовый (малых интрузий); 18— аркачанский лампрофир—диоритовый (малых интрузий) и, вулканические: 16— лунгхинский дацитовый. Элементы районирования. Структурно—фациальные: СФО— область; СФЗ— зона; СР— район; Металлогенические: МО— область; МЗ— зона; МР— район.

Ранее, на востоке Сибирской платформы, этот позднемеловой вулканический комплекс не был обозначен [9 и др.], а возможность его выделения в настоящее время связана с применением новых методик в комплексных исследованиях закрытых территорий [7]. Чиримыйский позднеэоценовый—коньякский СПК [3] перекрыт линденским, с сантон—маастрихтским и маастрихт—датским комплексами листовой флоры [10]. Перспективное изучение лунгхинского вулканического комплекса в совокупности с чиримыйской и линденской свитами позволит расширить наши представления о палеогеографии осадочных образований и об особенностях динамики Арктического супербассейна в раннем—позднем мелу в пределах континентальной суши северо—востока Азии. Кроме того, увязка вертикального стратиграфического размаха и оконтуривание латерального площадного ареала лунгхинского вулканического комплекса в коррелянтной взаимосвязи (рис. 2) с магматическими комплексами Западно—Верхоянской металлогенической зоны (дулгалахский, куранахский, дянышшинский, аркачанский), несомненно, будет способствовать выявлению и прослеживанию рубежей этапа разновозрастной магматической активизации и в других, закрытых районах востока Сибирской платформы.

Выполненное исследование имеет определяющее значение для решения ключевых вопросов возрастного расчленения, датирования местных осадочных подразделений (свит, серий) и магматических образований, их порайонной и межрегиональной корреляции, повышения достоверности палеогеографических реконструкций и усиления степени надежности минерагенического прогноза зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно—Колымская складчатая область» на стратегически значимые полезные ископаемые: алмазы, благородные металлы, концентрированные углеводороды, каустобиолиты и др.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014—2016 гг.

Литература:

1. Гриненко В.С. Позднемезозойские континентальные образования востока Сибирской платформы и межрегиональные корреляции // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Чита: Изд-во ДВ РМСК, 2000. С. 79—83.
2. Гриненко В.С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2007, № 1. С. 110—118.
3. Гриненко В.С., Жарикова Л.П. Верхний мел Вилюйской синеклизы: состояние изученности, проблемы расчленения и корреляции (восток Сибирской платформы) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Матер. Четвертого Всероссийского совещания, Новосибирск, 19-23 сентября. 2008 г. / Под ред. О.С. Дзюба, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 64—66.
4. Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений низовьев р. Лены (северо—восток Сибирской платформы) //

Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). № 1 (9). Якутск: Изд-во Госкомгеологии РС (Я), 2010. С. 39—55.

5. Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Нижний мел Нижней Лены: расчленение и корреляция (восток Сибирской платформы) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Пятого Всероссийского совещания, 23-28 августа 2010 г., г. Ульяновск /Под ред. Е.Ю. Барабошкина и И.В. Благовещенского. — Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 121—124.

6. Использование событийно—стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. Методическое пособие / Т.Н.Корень, Э.М. Бугрова, В.А. Гаврилова, И.Я. Гогин, А.В. Журавлев, О.Л. Коссовая, Г.В. Котляр, И.А. Николаев, А.А. Суяркова, И.П. Табачникова, С.С. Терентьев, Т.Ю. Толмачева, Н.А. Тур, Е.А. Языкова. (Науч. ред. Т.Н. Корень). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 166 с. (МПР, ВСЕГЕИ)

7. Костин А.В., Гриненко В.С., Олейников О.Б., Желонкина М.С., Кривошапки И.И., Васильева А.Е. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны перехода «Сибирская платформа — Верхояно—Колымская складчатая область» // Наука и образование, 2015, № 1 (77).

8. Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) / Гриненко В.С., Орлов Ю.С., Трущелев А.М., Жарикова Л.П. (Гл. ред. В.А. Ян-жин-шин). Якутск: ГУП «ЯПСЭ» Госкомгеологии РС (Я), 1999.

9. Легенда Нижневилюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) / Ю.А. Дукардт, В.А. Камалетдинов (Гл. ред. В.С. Гриненко). Якутск: Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА», 2001.

10. Линденская свита /Ю. Пущаровский и др. // Стратиграфический словарь Северо—Востока СССР. Магадан, 1959. С.75.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ

Давыденко Д.Б., Парада С.Г.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, parada@ssc-ras.ru

Разработана оригинальная технология прогноза месторождений, основанная на выявлении аномального эффекта над рудными телами по спектрально-зональным характеристикам спутниковых снимков путем специальных математических преобразований [1 – 4]. Технология апробирована на рудоносных территориях в пределах Доно-Днепровской провинции (прогноз рудных узлов) [1], Малка-Муштинского рудного района (прогноз рудных полей) [2, 3], Куспартинского и Керчикского рудных полей (прогноз рудных тел) [4] Юга России.

В качестве анализируемых материалов используются снимки, полученные с космического аппарата Landsat-7. Комплект этих снимков для одного и того же участка местности (сцена) включает в себя изображения, полученные в семи различных спектральных диапазонах. При этом изображения в шести первых зонах связаны с отражением солнечного излучения, а в дальней тепловой зоне находит отображение также и эндогенное излучение Земли.

Изложенное позволяет сформулировать принципиальное положение о том, что спектрзональные космические снимки можно рассматривать не только как способ получения изображения ландшафтов по значительным площадям земной поверхности, но и как своеобразный геофизический метод исследования земной поверхности, фиксирующий электромагнитные колебания в интервалах отражённого и излучённого частей спектра. Это определяет возможность привлечения для прогноза месторождений на базе многозональных спутниковых съемок тех методов, которые были разработаны для выделения геофизических аномалий на фоне помех. При этом должно обеспечиваться надёжное гашение ландшафтных помех и усиление аномального эффекта над рудными объектами.

Саму технологию математической обработки цифровых изображений исследуемого участка с определенной долей условности можно подразделить на три основных этапа.

Предварительный этап включает в основном коррекцию площадной привязки снимков, существенное снижение влияния такой яркой помехи как различие в изображении участков освещенных солнцем и находящихся в тени (гашение помехи «свет-тень»), а также факторный анализ. При этом формируется понятийная модель; подготавливается массив исходных данных; создается числовой массив признаков, описывающих с регулярным шагом всю исследуемую площадь; осуществляется факторный анализ и выбор информативных факторов.

Главной задачей факторного анализа являлось гашение остальной части ландшафтных помех. При этом первый фактор интерпретируется как максимально обусловленный естественными экзогенными составляющими ландшафта в пределах исследуемой площади. В некоторых случаях появляется возможность рассматривать достаточно надежно и несколько последующих факторов, как обусловленных экзогенными процессами. Остальные факторы рассматриваются как косвенные признаки, содержащие, в том числе, и информацию о ландшафтной аномалии, вызванной наличием рудного тела (рудопродуцируемая ландшафтная аномалия – РПЛА).

После этого формируется окончательный массив признаков для описания особенностей отражательной способности ландшафтов, путем тщательно отбора самых важных из них.

Вторым этапом преобразования снимков является тематическая обработка, основой которой является кластерный анализ. Этот метод используется в связи с тем, что необходимо выполнить районирование площади (осуществить классифи-

кацию элементарных площадок) по множеству признакам. Построение кластеров является эффективным способом представления сложных, многомерных соотношений между объектами. При решении задачи кластеризации изучаемая площадь должна быть подразделена на множество элементарных площадок, каждая из которых описана набором признаков. Согласно этому требованию было использовано исходное разбиение изображений соответственно разрешению снимков. Конечным результатом анализа является определение принадлежности элементарных площадок к определенным типам из общего набора выделенных здесь кластеров.

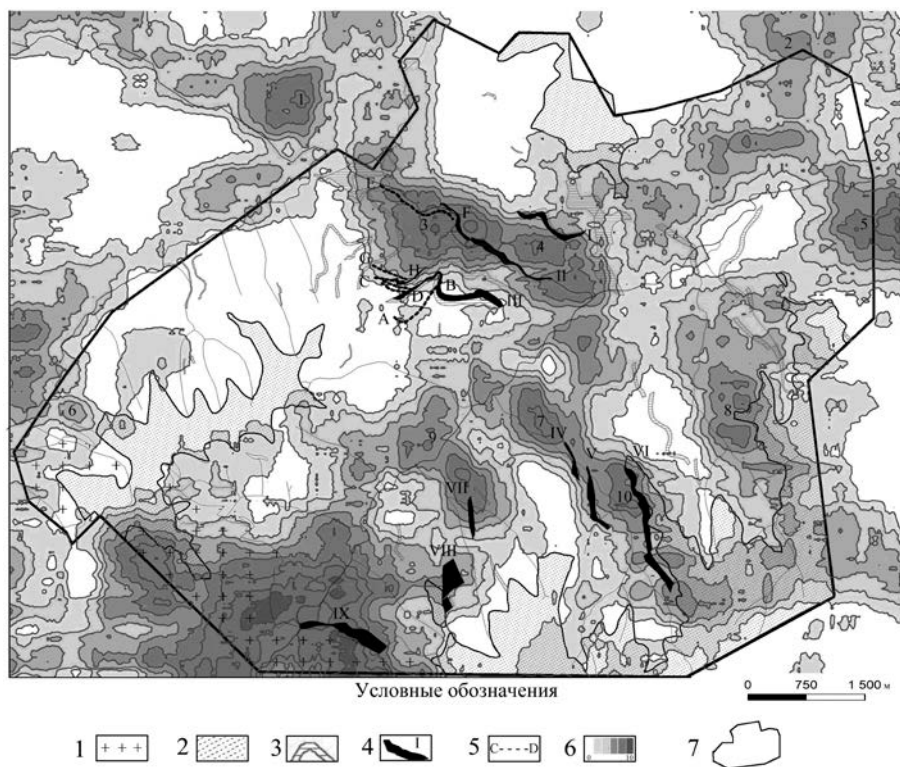


Рис. Схема распространения аномалий ИРПЛА Малка-Муштинского рудного района на геологической основе масштаба 1:25000.

1 – малкинский комплекс гранитовый плутонический (γPZ_3m); 2 – юрские песчаники хумаринской свиты (J_1hm); 3 – хасаутский комплекс габбро-диабазовый гипабиссально-субвулканический (σPR_2h); 4 – рудные зоны и залежи; 5 – газогеохимические профили; 6 – интенсивность аномалий ИРПЛА в баллах (от 0 до 10); 7 – границы поисковых работ 2007-2009г.г.

Третий этап – это интерпретация данных кластерного анализа и определения количественной характеристики аномального эффекта – индекса РПЛА (ИРПЛА). Это делается на основе сопоставления результатов кластеризации с имеющейся геологической и геохимической информацией [5, 6], в результате которой определяются весовые коэффициенты к информативным группам кластеров, позволяющие перейти к количественной оценке аномалий ИРПЛА, показанной на рисунке на примере Малка-Муштинского рудного района.

В целом, найденная мера спектрального своеобразия на многозональных спутниковых снимках, соответствующая рудным участкам исследуемой площади и названная выше индексом рудопродуцируемых ландшафтных аномалий — ИРПЛА, получила количественное выражение в условных единицах (баллах). При этом предполагается, что повышенные значения ИРПЛА соответствуют рудовмещающим зонам гидротермально измененных пород, в том числе еще не вскрытых денудацией. Наиболее интенсивные аномалии ИРПЛА интерпретируются как участки с более высокими содержаниями рудной компоненты, или как объекты с минимальными глубинами залегания.

Литература:

1. Давыденко Д.Б., Давыденко Е.Д., Исаев В.С., Клещенко А.В., Мохов А.В., Парада С.Г. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10. № 1. С. 25-34.
2. Матишов Г.Г., С.Г.Парада, Д.Б. Давыденко. 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.
3. Матишов Г.Г., С.Г.Парада, Д.Б. Давыденко. 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., 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.
5. Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения Северного фланга Тырныаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская республика) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 4. С. 437-440.
6. Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю.. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла // Вестник Южного научного центра РАН. 2011. Т.7. № 3. С. 55-60.

ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРИ ДЛЯ КОНЦА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ – НАЧАЛА МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ

Диденко А.Н.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск (itig@itig.as.khb.ru)

Ранее [4] был предложен первый вариант траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибири для конца палеопротерозоя, построенной исключительно на основе новых собственных палеомагнитных данных по Аkitканскому и Северо-Байкальскому хребтам, Шарыжалгайскому и Ангаро-Канскому выступам фундамента Сибирской платформы. Позднее были предложены новые варианты ТКМП Сибири для конца палеопротерозоя-мезопротерозоя с привлечением данных по Анабарскому массиву, Оленекскому поднятию и Алдано-Становому щиту [1, 2]. Полученные новые данные для Улканского массива Алдано-Станового щита стимулировали автора снова обратиться к проблеме построения ТКМП Сибири для конца палеопротерозоя-начала мезопротерозоя.

Всего для обозначенного выше временного интервала по породам Сибирского кратона опубликовано 31 независимое палеомагнитное определение. После проведенной ревизии этих данных на соответствие существующим критериям надежности палеомагнитных данных для дальнейшего анализа и построения ТКМП Сибири осталось всего лишь 12 определений. Большая их часть относится к Ангаро-Анабарской провинции (Аkitканский и Северо-Байкальский хребты, Шарыжалгайский и Ангаро-Канский выступы фундамента Сибирской платформы, Анабарский массив) и всего лишь одно к Алдано-Становой провинции.

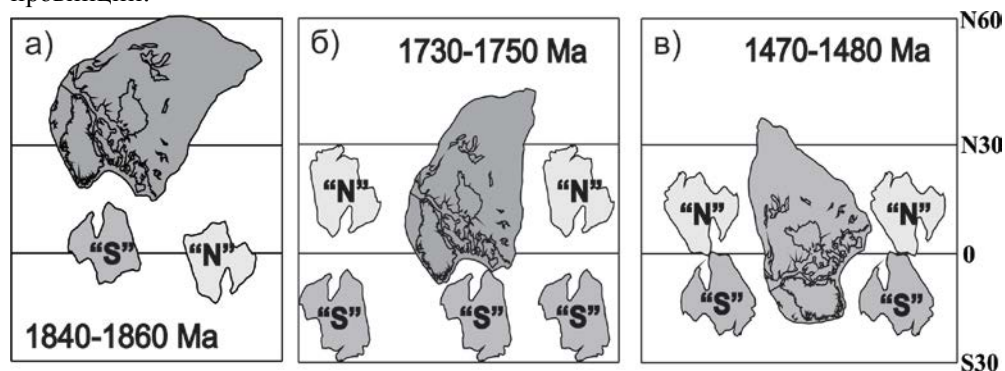


Рис. 1. Позиция Сибири и Лаврентии 1.85, 1.74 и 1.47 млрд. лет назад.

Определение полярности (положительная или отрицательная) для протерозойских полюсов Сибири задача неоднозначная, так как имеются лакуны

в сто и более млн. лет и для неопротерозоя, и для мезопротерозоя. Более того, для неопротерозоя существуют три различающиеся модели ТКМП Сибири [11, 5, 1]. В сложившейся ситуации для выбора опции полярности палеопротерозойских и мезопротерозойских полюсов Сибири необходимо, полагаем, привлекать непалеомагнитные «инструменты» – геолого-структурные, геохронологические и др. Одним из таких инструментов, в нашем случае, может быть гипотеза позднепалеопротерозойского суперконтинента [6, 8, 14 и другие]. Возможные положения континентальных блоков в структуре протерозойского суперконтинента по палеомагнитным данным являются предметом постоянных дискуссий [8, 14 и др.]. Не исключением является и Сибирь, для которой на рис. 1 представлены возможные ее положения относительно Лаврентии в интервалах: 1840-1860, 1730-1750 и 1470-1480 млн. лет назад. Знаком “N” обозначен вариант, когда за северные принимаются полюсы, находящиеся в Северной Атлантике и Северной Америке, а знаком “S” – в Индийском океане и Австралии.

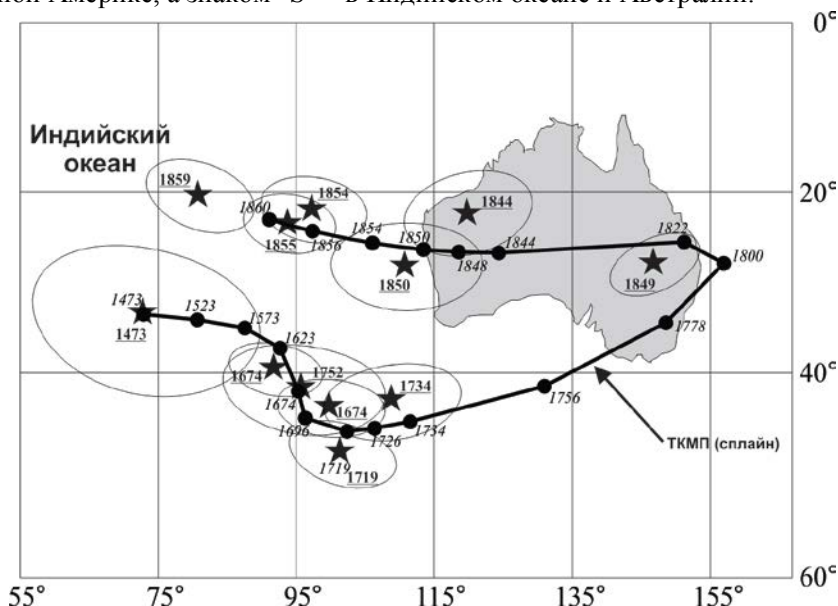


Рис. 2. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для конца палеопротерозоя-начала мезопротерозоя в координатах Ангара-Анабарской провинции.

Звезда – положение оригинального палеомагнитного полюса с овалом доверия ($p=0.05$), круг – положение рассчитанного палеомагнитного полюса. Числа – время в млн. лет.

Использованы палеомагнитные полюсы: а) «Wathaman batholiths» – Plat=9, Plong=293 [12], «Шарыжалгайские граниты» – Plat=-23.7, Plong=94 [3]; б) «Molson dykes» – Plat=-16, Plong=277 [9], «Ангароканские граниты» – Plat=-42.9, Plong=109 [4]; в) «St. Francois Mtn.» – Plat=-13, Plong=219 [10], «интрузии Сололи» – Plat=-33.6, Plong=73.1 [13].

Если исходить из предположения, что Лаврентия, Сибирь, Балтия, Индия и Австралия начали объединяться к 1.80 млрд. лет назад [6, 7, 14 и др.], то одно сочетание – современной арктической окраине Лаврентии близка современная южная окраина Сибири – встречается на всех трех реконструкциях (рис. 1). О подобном сочленении Сибири и Лаврентии в структуре палеопротерозойского суперконтинента указывается не только в [14], где используются наши палеомагнитные данные по Аkitканскому хребту [7], но и в [6] на основе анализа геологических и изотопно-геохронологических данных для конца позднего протерозоя.

В рамках модели палеопротерозойского суперконтинента более предпочтительным положением северных палеопротерозойских полюсов Сибири является район Индийского океана и Австралии. Анализ самых надежных данных показывает, что имеются два кластера полюсов: 1840-1860 и 1740-1470 млн. лет назад (рис. 2). Внутри этих кластеров можно наблюдать закономерное омоложение возраста полюсов, направленное сначала на восток (1860-1850 млн. лет), затем на запад (1740-1470 млн. лет). По представленным на рис. 2 оригинальным полюсам для интервала 1860-1470 млн. лет назад был рассчитан сегмент ТКМП Сибири.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а).

Литература:

1. Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учуро-Майскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции рифея Сибирской платформы // Физика Земли. 2009. 7. С. 3-24.
2. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия / Автореферат диссертации кандидата геол.-мин. наук. М.: МГУ им. Ломоносова, 2010. 35 с.
3. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. 2. С. 66-83.
4. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. 1. С. 72-78.
5. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. 1. С. 42-59.
6. Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // Gondwana Research. 2002. 1. P. 41-43.

7. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A. et al. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics / In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D. & Collins, A.S. (eds). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2009. 323. P. 145-163.
8. Evans, D.A.D., Mitchell, R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic- Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. 2011. 39. P. 443-446.
9. Halls, H.C., Heaman, L.M. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson dyke swarm, Cauchon Lake area, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.* 2000. 37. P. 957-966.
10. Meert, J.G., Stuckey, W., Revisiting the Paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains Igneous Province, Missouri. *Tectonics*. 2002. 21 (2). P. 10.
11. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.N. The Neoproterozoic and Paleozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews*. 1998. 43 (1). P. 1-24.
12. Symons, D.T.A. Paleomagnetism of the Proterozoic Wathaman batholith and the suturing of the Trans-Hudson orogen in Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.* 1991. 28. P. 19310-1938.
13. Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D.P. et al. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography. *Precambrian Research*. 2009. 170. P. 256-266.
14. Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new Paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. 353-354. P. 145-155.

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА СОРБЦИИ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КРИОЗЕМАХ ПРОМЫШЛЕННОЙ ПЛОЩАДКИ НЮРБИНСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА

Дягилева А.Г.

ЛФХМА НИИПЭС СВФУ, г.Якутск

Проблема загрязнения почвы в настоящее время востребована в связи с постоянным ростом антропогенной нагрузки на окружающую среду [7]. Распределение ионов тяжелых металлов в почве, их подвижность зависят от ее общих и специфических физико-химических свойств.

Почва представляет динамическую систему, в которой непрерывно происходят физические, физико-химические изменения и превращения, такие как разрушение, растворение пород и образование осадков. В результате

осадкообразования происходят взаимодействия осадков с ионами большинства тяжелых металлов [4].

Впоследствии длительного взаимодействия повышается уровень загрязнения почв тяжелыми металлами, что вызывает их трансформацию в техногенные территории, непригодные для сельскохозяйственного и рекреационного использования [2].

Исследования проводились на территории Нюрбинского горно-обогатительного комбината (НГОК), где разрабатываются коренные месторождения алмазов – Накынское кимберлитовое поле, обусловленное тремя алмазоносными трубками – «Нюрбинская», «Ботуобинская» и «Майская».

Комплексные аналитические работы проводились в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ им. М.К. Аммосова в г. Якутск (аттестат аккредитации №РОСС RU.0001.517741 от 15.03.2010) по общепринятым в почвоведении методам [1; 6].

Зональными типами почв территории Ханья-Накынского междуречья являются криоземы, где, в частности, доминируют подтипы гомогенные надмерзлотно-глееватые, гомогенные неоглеенные и гомогенные глееватые оподзоленные [3]. В целом, все перечисленные подтипы криоземов характеризуются суглинистым гранулометрическим составом, большой вариацией значений pH – от кислых в верхних органогенных горизонтах до слабощелочных в минеральной части почвенного профиля, высоким содержанием гумуса, высокой поглощательной способностью.

В общей выборке криоземов (n=270) проведен корреляционный анализ, по результатам которого выявлено, что во всех исследуемых подтипах криоземов с увеличением содержания органики pH среды изменяется в сторону подкисления, в то же время с увеличением значений pH в сторону щелочности увеличивается содержание обменного кальция и оксида фосфора, связанного с минеральной частью почв. Высокое содержание кальция и оксидов фосфора, возможно, связано с наличием значительного количества апатитов (табл. 1).

Мелкопрофильность и существование надмерзлотно-геохимического барьера во всех рассматриваемых подтипах криоземов предопределяет прямую зависимость преобладающей части микроэлементов от содержания различных почвенных минералов, что подтверждается высокой степенью корреляции между содержанием основных оксидов и концентрацией подвижных форм таких микроэлементов как Mn, Cr, Cu, Zn, Ni, Co, Cd, Pb и As. Например, с повышением содержания оксидов кальция и магния увеличивается концентрация подвижных форм Zn, Mn, Cu, Co, Cr, Ni с достаточно высокими коэффициентами корреляции ($r=0,53-0,82$). На втором месте оксид марганца, который контролирует накопление Cu, Cd, Co и Ni ($r=0,51-0,91$).

Таблица 1

Коррелятивная матрица зависимости вариаций физико-химических показателей
и содержания микроэлементов в криоземах Ханья-Накынского междуречья

	pH	Сорг	Физ. глина	Обменные		ЕКО	Основные оксиды										Mn	Cu	Zn	Cd	Co	Cr	Ni	As	Pb
				Ca	Mg		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂									
pH	1																								
Сорг	-0,37	1																							
ФГ	0,35	0,45	1																						
Ca	0,65	0,30	0,81	1																					
Mg	0,35	0,12	0,54	0,36	1																				
EКО	0,27	0,09	0,57	0,36	0,45	1																			
SiO ₂	0,48	0,19	0,32	0,49	0,43	-0,24	1																		
Al ₂ O ₃	0,35	0,19	0,71	0,69	0,45	0,11	0,66	1																	
Fe ₂ O ₃	0,49	-0,09	-0,02	0,60	0,21	-0,22	0,48	0,38	1																
MgO	0,51	0,24	0,69	0,72	0,50	0,12	0,75	0,71	0,39	1															
CaO	0,37	0,38	0,62	0,69	0,31	-0,02	0,69	0,60	0,20	0,91	1														
Na ₂ O	0,10	0,19	0,16	0,05	0,07	0,10	0,31	0,02	-0,32	0,36	0,59	1													
K ₂ O	0,41	-0,23	-0,14	-0,18	-0,01	-0,27	0,45	0,18	-0,14	0,17	0,17	0,22	1												
MnO	0,15	0,08	0,39	0,31	0,11	-0,06	0,46	0,37	-0,21	0,44	0,57	0,65	0,32	1											
P ₂ O ₅	0,62	-0,14	-0,16	0,41	0,08	-0,33	0,48	0,03	0,72	0,43	0,33	0,01	0,21	-0,003	1										
TiO ₂	0,22	0,07	0,48	0,50	0,25	0,56	0,03	0,57	0,27	0,30	0,24	-0,05	-0,37	0,01	-0,22	1									
Mn	-0,01	0,42	0,35	0,33	0,17	0,04	0,30	0,38	-0,07	0,55	0,82	0,86	0,34	0,91	0,18	0,49	1								
Cu	0,33	0,20	0,69	0,72	0,31	0,50	-0,02	0,28	-0,08	0,65	0,62	0,32	-0,12	0,51	0,09	0,75	0,23	1							
Zn	0,37	-0,23	0,17	0,46	-0,04	0,28	0,66	0,59	0,77	0,82	0,56	0,08	0,07	0,18	0,72	0,04	-0,26	0,51	1						
Cd	0,25	0,40	0,40	0,48	-0,02	0,35	0,08	0,14	-0,21	0,24	0,30	0,30	0,07	0,50	-0,10	0,52	0,03	0,54	0,38	1					
Co	0,14	-0,05	0,12	-0,17	-0,17	0,14	0,34	0,55	0,00	0,62	0,72	0,59	0,57	0,81	0,27	0,42	0,15	0,52	0,81	0,31	1				
Cr	0,02	-0,04	-0,08	0,08	0,04	-0,15	0,45	0,00	0,82	0,53	0,42	0,08	-0,37	0,06	0,76	-0,01	0,30	-0,24	-0,07	-0,32	0,04	1			
Ni	0,46	-0,02	0,50	0,61	0,17	0,50	0,25	0,41	0,19	0,69	0,56	0,19	0,17	0,52	0,33	0,51	-0,09	0,74	0,88	0,63	0,72	-0,17	1		
As	-0,33	0,84	0,32	0,19	-0,04	0,14	-0,17	-0,07	-0,03	-0,04	-0,03	-0,04	-0,57	-0,18	-0,14	0,36	0,20	0,23	-0,20	0,46	-0,07	-0,06	0,01		
Pb	-0,34	0,72	0,41	0,16	0,17	-0,05	-0,20	0,02	0,06	-0,27	-0,37	-0,35	-0,52	-0,64	-0,23	-0,07	0,26	-0,13	-0,37	-0,04	-0,33	0,22	-0,31	0,57	

Примечание: жирным шрифтом выделена высокая степень корреляции

Из всех микроэлементов только мышьяк и свинец сорбируются органическим веществом ($r=0,84$ и $0,72$ соответственно). С оксидами мышьяк и свинец имеет в основном отрицательную связь, при этом выявлено, что с повышением содержания K_2O увеличивается концентрация As и Pb ($r=-0,57$ и $-0,52$ соответственно). Возможно следующее объяснение: в горизонтах с высоким содержанием K_2O , как правило, pH среды слабощелочная или щелочная, следовательно, очень не высокое содержание почвенной органики, которая и контролирует, в основном, концентрацию As и Pb. Поэтому прослеживается отрицательная зависимость между K_2O и подвижными формами As и Pb.

Некоторые авторы отмечают, что мышьяк адсорбированный почвой с трудом поддается десорбции, но мышьяк, связанный с оксидами железа и алюминия может высвобождаться при гидролизе в результате снижения окислительно-восстановительного потенциала почв [5]. В нашем случае, связей мышьяка с оксидами железа и алюминия не прослеживается, отсюда можно предположить, что в криоземах происходит достаточно интенсивное накопление мышьяка именно в верхнем горизонте почвенного профиля. Что касается свинца, также он имеет отрицательную связь с оксидом марганца, а для почв исследуемой территории характерно высокое содержание марганца, следовательно, с повышением оксида марганца понижается подвижность свинца и происходит его накопление.

Проанализированные концентрации подвижных форм микроэлементов по своим свойствам и характеристике группируются в следующие кластеры:

I - элементы группы железа – Mn, Cu, Zn, Cd;

II - элементы типоморфные кимберлитам, представляющие геохимическую специфику Накынского кимберлитового поля – Co, Cr, Ni;

III - элементы, представляющие азротехногенное загрязнение – As, Pb.

Для элементов I и II группы основными критериями, влияющими на сорбцию Cu и Ni, являются содержание физической глины и емкость катионного обмена. А для элементов III группы основным сорбентом является органическое вещество.

Таким образом, основными определяющими показателями сорбционной способности криоземов промышленной площадки НГОКа являются содержание гумуса, емкость катионного обмена, степень увлажненности, количество физической глины, основных оксидов и наличие в почвенном профиле мерзлоты.

Для элементов группы железа (Mn, Cu, Zn, Cd) и элементов, типоморфных кимберлитам (Co, Cr, Ni), основными критериями, влияющими на сорбцию, являются содержание физической глины и емкость катионного обмена. А для элементов, маркирующих техногенное загрязнение (Pb, As), основным сорбентом является органическое вещество.

Литература:

1. Аринушкина, Е. В. Руководство по химическому анализу почв / Е. В. Аринушкина. - М.: МГУ, 1970. - 488 с.

2. Дидик М.В., Кропачева Т.Н., Леконцева А.А., Антонова А.С., Рабинович Ю.В., Корнев В.И. Применение комплексонов для рекультивации почв, загрязненных тяжелыми металлами // Экология и промышленность. – 2014. – №10. – С. 12-17.

3. Дягилева А.Г. Влияние техногенеза на экологическое состояние мерзлотных почв (на примере Нюрбинского горно-обогатительного комбината). – Вестник СВФУ. – 2013. – №2 – С. 79-84.

4. Жукова Л.А., Гуламова Н.В. Закономерности сорбции ионов циркония (IV) почвами // Известия Юго-Западного государственного университета. Серия Физика и химия. – 2013. – №2 – С. 57-60.

5. Кабата-Пендиас, А. Микроэлементы в почвах и растениях / Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. - М.: Мир, 1989. - 439 с.

6. Кауричев, И.С. Практикум по почвоведению / И.С. Кауричев. - 3-е изд., перераб. и доп. - М.: Колос, 1980. - 272 с.

7. Пиковский Ю.И. Трансформация техногенных потоков нефти в почвенных экосистемах // Восстановление нефтезагрязненных почвенных экосистем / под ред. М.А. Глазовской. – М.: Наука, 1988. – С. 7-41.

О СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ ДОЛОТ ШНЕКОВОГО БУРЕНИЯ БОЛЬШИМ ДИАМЕТРОМ НА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Егоров И.А., Ефимов Д.Н.

СВФ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Бурение скважин в многолетнемерзлых породах имеет специфические особенности, в основе которых лежит важнейшая роль температурного фактора. В результате теплового воздействия бурового процесса на лед, цементирующий минеральные частицы песчано-глинистых пород, связность и прочность последних резко снижается. Это приводит к возникновению осыпей и обвалов стенок скважины, т.е. является причиной кавернообразования.

Для предупреждения указанного осложнения необходим детальный анализ влияния и учет температурного фактора в практике бурения мерзлых пород.

Для обоснованного выбора рационального способа и режима разрушения пород, а также соответствующего типа долот, необходимы сведения о физико-механических и абразивных свойствах разбуриваемых мерзлых грунтов. По результатам анализа горнотехнических условий по основным горнодобывающим районам Якутии [3], можно наблюдать, что строение покрывающих пород большинства мерзлых россыпных месторождений Северо-Востока страны схожи друг с другом и их можно обобщенно рассматривать как «мерзлые пески».

Анализируя физико-механические свойства пород зоны многолетней мерзлоты, в частности мерзлых песков, Г.В. Арцимович приводит следующие выводы [1]:

1. Прочностные свойства мерзлых песков характеризуются следующими показателями:

- сопротивление одноосному сжатию - 10 кгс/см^2 ;
- сопротивление одноосному растяжению - $3,5 \text{ кгс/см}^2$;
- сопротивление сдвигу (расчетное) - $5,0 \text{ кгс/см}^2$.

2. Мерзлые пески следует рассматривать как природный композиционный материал с матрицей из льда и наполнителем в виде минеральных зерен.

3. Вещественный состав наполнителя не влияет на прочностные свойства мерзлого песка, если прочность минеральных зерен выше прочности льда. Разрушение материала в этом случае происходит по матрице – льду.

4. Понижение температуры замораживания наиболее резко отражается на изменении сопротивления одноосному сжатию.

5. Прочность мерзлых песков тем выше, чем крупнее зернистость наполнителя и меньше в нем глинистых и других тонкодисперсных примесей.

6. Мерзлые пески при небольших ($2-5^\circ\text{C}$) отрицательных температурах обладают высокими пластическими свойствами, особенно когда деформирование осуществляется в стесненных условиях.

7. Предпочтительной схемой разрушения мерзлых песков является схема, при которой основное развитие получают растягивающие и скалывающие напряжения.

8. Долота режущего типа для данных условий бурения лишь в том случае окажутся эффективными и конкурентоспособными с шарошечными, если оснащение их породоразрушающей части будет произведено инструментальными материалами, износостойкость которых не менее чем на порядок выше износостойкости вольфрамокобальтового твердого сплава ВК-6.

Теоретические и экспериментальные исследования условий проходки скважин в многолетнемерзлых породах однозначно свидетельствуют о том, что радикальной мерой повышения эффективности проходки многолетнемерзлых пород является снижение уровня теплового воздействия технологических элементов буровой системы на мерзлый массив [1].

Снижения уровня воздействия бурового процесса на многолетнемерзлые породы можно добиться повышением скорости бурового процесса и снижением температурного влияния на стенки скважины.

В обеспечении названного условия по повышению эффективности проходки многолетнемерзлых пород, большой интерес вызывает шнековое бурение. Применение шнекового бурения в таких условиях позволит существенно снизить влияние физико-химических процессов на устойчивость стенок скважин за счет возможности бурения без очищающего агента. Температурный процесс при шне-

ковом бурении происходит путем непосредственной передачи тепла породоразрушающего инструмента разрабатываемой горной породе. Физический КПД разрушения горных пород при механическом бурении, по данным Л. А. Шрейнера, составляет не более 0,01 %. Это позволяет считать, что вся механическая энергия, реализуемая на забое, рассеивается в виде тепла и вызывает таяние мерзлых пород. При шнековом бурении это влечет за собой некоторые серьезные проблемы, например, такие как: примерзание бурового шлама к лопастям шнека и образования пробки, препятствующей транспортированию буровой мелочи по ребордам шнека.

Вышеуказанную проблему можно решить путем модернизации породоразрушающего инструмента, обеспечения своевременного удаления шлама с забоя скважины, а также оптимизации режимов бурения. Вследствие чего существенно повышается скорость проходки скважины и снижается время теплового воздействия породоразрушающего инструмента на участок вечной мерзлоты.

Исходя из материалов исследований физико-механических свойств мерзлых песков, сделан основной вывод, что наиболее эффективным способом разрушения мерзлых песков является резание [1], при котором происходит объемное разрушение мерзлых горных пород.

Данные изучения прочностных и деформационных свойств мерзлых песков, приведенные в работе Г.В. Арцимовича [1], свидетельствуют о перспективности применения при их разбурировании лопастных безопорных долот режущего типа со ступенчатой режущей кромкой [1, 2], который обеспечивает ступенчатую форму забоя.

В качестве породоразрушающего инструмента шнекового бурения используются лопастные шнековые долота. При проектировании такого бурового инструмента, для бурения мерзлых пород, главным является обоснование рациональной схемы взаимного расположения рабочих элементов породоразрушающей части, конструкции забурника, формы долота, режущих зубьев, угла обращения лопастей к забою и правильного подбора их материала. Эффективность бурения лопастными долотами режущего типа может снизиться в сложных геологических разрезах россыпей содержащих гравийно-галечниковые и валунные отложения. Для этих условий потребуются разработка комбинированных способов бурения, например, ударно-вращательного в сочетании шнеко-колонкового пробоотборника с вибро-, пневмоударниками, использование долот дробяще-скалывающего действия (различных типов шарошечных долот).

В этом плане представляет интерес зарубежный опыт проходки скважин большого диаметра (600-1800 мм) малыми буровыми установками класса А (МБУ-А) компании «The Robbins Company» с породоразрушающим инструментом с комбинацией дисковых шарошек.

Разработка специализированного породоразрушающего инструмента шнекового бурения большим диаметром, для проходки скважин в мерзлых породах рос-

сыпных месторождений требует выполнения большого объема теоретических и опытно-экспериментальных исследований.

Литература.

1. 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. – 76 с.
2. Арцимович Г.В., Скляр Э.Д., Овчаренко А.Т., Пискунов Р.Н. Применение лопастных долот с прерывистым лезвием - Бурение, 1971, №7, с.3-8.
3. Шерстов В.А., Сигаев А.И., Кивилева Н.М., Хор Я.М. Совершенствование подземной разработки талых и мерзлых россыпей. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1989.-163 с.

ТЕРМИЧЕСКОЕ И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КВАРЦЕВ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Емельянова Н.Н.¹, Заякина Н.В.¹, Гамянин Г.Н.^{1,2}

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

² *Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва*

Кварц – один из самых распространенных минералов рудных месторождений - является объектом множества самых различных исследований. В большинстве работ в качестве конечной цели исследования ставилась задача поиска и уточнения типоморфных признаков кварцев разного генезиса.

Особенности жильного кварца золоторудных месторождений Якутии были изучены ранее [1, 2]. Нами с целью выявления дополнительных типоморфных признаков было проведено исследование образцов кварца из благороднометалльных месторождений Якутии. К числу таковых относятся крупные месторождения золота (Аркачан) и серебра (Мангазейское), как наиболее разведанные и находящиеся в процессе изучения. Для 150 образцов кварца этих месторождений были изучены особенности термограмм и рентгенограмм, температуры полиморфного перехода, СКС.

По литературным данным температура α - β полиморфного превращения для чистого кварца 573.5°C, у 95% природного кварца температура перехода 573.5±2,5°C, для кварцев с изоморфными примесями Li, K, Na температура перехода снижается до 536 °C. Для синтетических кварцев с изоморфной примесью Ge температура полиморфного перехода может повыситься до 592 и даже 623-640 °C [3].

Методика исследования. Все образцы были приготовлены по стандартной процедуре, включающей в себя отбор монофракций кварца, обработку их азотной кислотой для удаления примесей сульфидов и карбоната, промывку в воде и спирте, растирание в агатовой ступке. Химическим анализом определяли наличие примесей Al, K, Na, Li, Ti. Дифференциальный термический анализ выполнен на дериватографе STA 449 C Jupiter (NETZSCH). Условия измерений: образцы нагревались со скоростью 10 град/мин, от 27 до 1000 °С в закрытых платиновых тиглях в инертной среде, газ – аргон, навески от 10 до 29 мг. Рентгенографическое исследование выполнено на дифрактометрах ДРОН-2, D2 PHASER, использовали Cu K_α излучение.

Полученные результаты и обсуждение. Термограммы исследованных образцов имеют существенные отличия от термограммы эталонного кварца (Кожим, Приполярный Урал) по количеству термоэффектов. Эндо и экзоэффекты, наблюдающиеся в температурном интервале до 400°С, можно связать с превращениями имеющихся в кварцах газовой-жидких включений и примесей других минералов, избежать присутствия которых при отборе материала практически невозможно. Установлено, что температура полиморфного превращения α - β кварца лежит в интервале значений 557–576.7°С. Понижение температуры перехода α - β вполне согласуется с наличием небольших примесей Li, Na, K. Значения СКС меняется в широком диапазоне: от 37 до 90 %, причем, явной связи между температурой перехода и СКС не установлено.

Наиболее интересным и неожиданным было появление двух пиков вместо одного в области α - β перехода, количество таких образцов – 22, СКС в среднем 50 %. На рис. 1 приведен типичный пример термограммы. Температуры первого эффекта попадают в интервал 557–566.7°С, второй переход происходит при 573–576.7 °С.

Мы не нашли примеров подобных термограмм в литературе. Объяснить наличие второго пика присутствием каких-то минералов, дающих пик в этой области, не удастся, поскольку по результатам рентгенофазового анализа в качестве примесей в некоторых образцах по данным полуколичественного рентгенофазового анализа фиксируется только полевой шпат в пределах 1-1.5 мас. %, у которого нет термоэффектов в этой области. Была выполнена проверка устойчивости обеих фаз путем повторной съемки одного и того же образца: нагрев до 1000°С, последующим охлаждением и повторным нагревом до 1000 °С. При этом пропадают пики в области температур до 400 °С, что связано с декрепитацией кварца и удалением газовой-жидких включений, но в области полиморфного α - β перехода остаются оба пика, изменение температур эндоэффектов лежит в пределах ошибки.

В качестве гипотезы двухстадийность процесса можно объяснить неоднородностью кристаллического строения кварца: в низкотемпературном кварце могут

быть области (кластеры) со структурой высокотемпературного β кварца [4, 5], которые в ближайших к ним областях инициируют процесс перехода, т.е. уменьшается энергетический барьер и переход происходит при более низких температурах. Попытки выявить наличие β -фазы по дифрактограмме не привели к успеху, поскольку основная линия β кварца с межплоскостным расстоянием $3.40\text{\AA}$ при небольшом количестве его не будет заметна рядом с основным отражением кварца $3.343\text{\AA}$. По литературным данным содержание β -фазы определяется как концентрацией структурного Al, так и концентрацией структурного Ge. Примесь Ge в исследованных образцах не определялась, но поскольку фазовый переход в основной массе происходит при температурах близких к стандартной температуре полиморфного перехода, присутствие Ge маловероятно, т.к. Ge должен заметно повышать температуру α - β перехода.

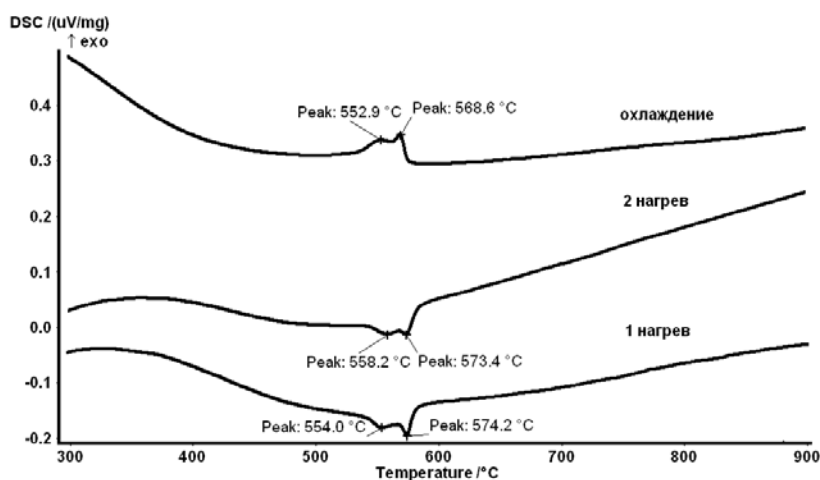


Рис.1. Пример термограмм кварца (обр. Тих 326-73) с двумя эндотермическими эффектами.

Выводы. Проведенное исследование показало, что применение метода дифференциального термического анализа дает новую информацию о казалось бы хорошо исследованном минерале – кварце. Можно предположить, что если β -фаза накапливается в наиболее дефектных частях кристаллов, то соседние области низкотемпературного α кварца находятся под воздействием внутренних напряжений и могут начинать переход α - β раньше обычного - первый пик, далее идет переход α - β во всей массе пробы. При охлаждении сначала при обычной температуре перехода возникает, низкотемпературный α кварц, но процесс тормозится оставшимися кластерами β -фазы, и температурный интервал перехода α - β расширяется.

На данном этапе работы невозможно четко выявить конкретные эффекты, которые могли бы быть использованы в качестве дополнительных типоморфных признаков, но работа будет продолжена в комплексе с другими физическими методами.

Обнаружение образцов кварца, дающих термограммы с двойным эндоэффектом, представляет интерес и нуждается в более тщательном изучении и обсуждении.

Литература:

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золото оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. ГЕОС.Москва. 2001. 221с.
2. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан. 1992. 136 с.
3. А.А.Годовиков. Минералогия. М., «Недра». 1983. 647 с.
4. Шамшуrow А.В. Уточнение температурных границ существования полиморфных модификаций кварца в условиях их прямой регистрации. Кристаллогенезис и минералогия. II Международная конференция. СПб, 1-5 октября, 2007. С. 140-142.
5. Л.Т.Раков, Г.И.Крылова. Роль структурных примесей в полиморфных превращениях в кварце. Геохимия. 2001. №12. С. 1277-1284.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТАРЫНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Еременко Г.Н.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск (baz_123@mail.ru)

Рудоконтролирующие структуры Тарынского рудного узла (ТРУ) были сформированы в результате многоэтапных тектонических движений в позднеюрско-меловое время [4, 5, 6]. Анализ тектонических полей напряжений Тарынского рудного узла выполнен на примере Дора-Пильского, Мало-Тарынского и Сана-Малтанского рудных полей (рис.1). Для реконструкции тектонических полей напряжений применялись известные методики [1, 2, 3, 7].

На *Дора-Пильском рудном поле* устанавливается два типа тектонических полей напряжений. Первое характеризуется полого погружающимися в восток-северо-восточном направлении осями сжатия и круто погружающимися осями растяжения. В этом поле происходило образование систем разломов надвиговой кинематики с северо-северо-западным простираем, формирование линейных концентрических складок F_1 . Во втором поле напряжений оси сжатия полого погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении, а оси растяжения характеризуются умеренно-крутым пологим погружением. С сдвиговым полем

напряжений связаны локально проявленные в крыльях продольных разрывных нарушений открытые складки F_5 .

Формирование тектонических структур *Малотарынского рудного поля* происходило в процессе действия не менее чем трех различных типов тектонических полей напряжений. Относительно разрывных и складчатых структур северо-западного (на отдельных участках близмеридионального) простирания установлено надвиговое, лево- и правосдвиговое поля напряжений. Надвиговое поле напряжения характеризуется близширотной (участки Зеленый, Голубичный, Эгелях) или северо-восточной (участок Кюс-Юрюе) ориентировкой оси сжатия. Лево-сдвиговое поле имеет северо-западное (участки Зеленый, Голубичный, Эгелях) и близширотное положение оси сжатия (участок Кюс-Юрюе). Северо-восточное сжатие и северо-западное растяжение установлено на участке Зеленый. Такая ориентировка осей определяет правосдвиговое поле напряжений.

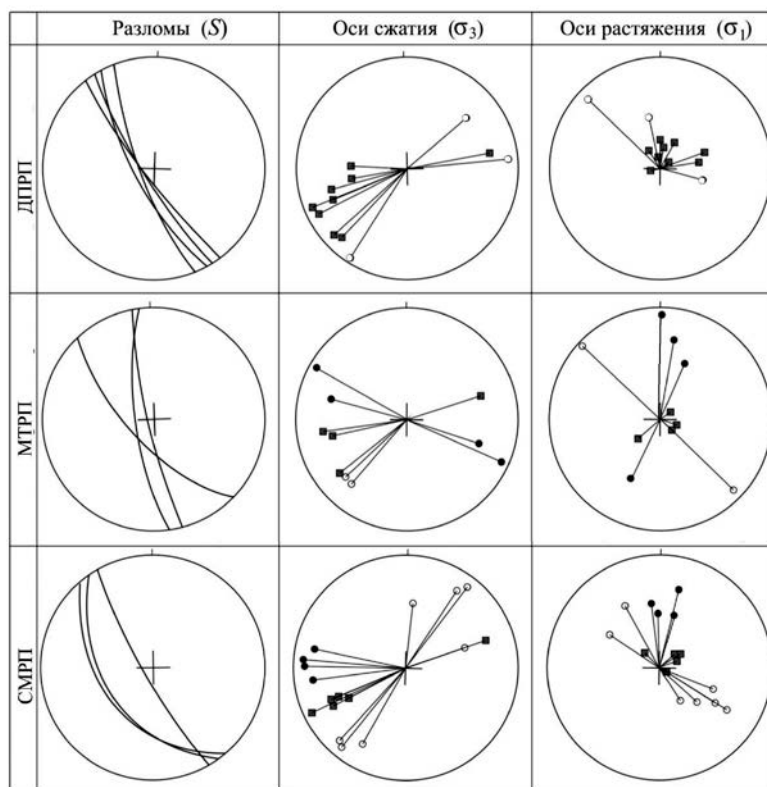


Рис. 1. Сводные диаграммы ориентировки векторов локальных полей тектонических напряжений ТРУ

Этапы деформаций: надвиговой (■), левосдвиговой (○), правосдвиговой (●).
Рудные поля: МТРП – Мало-Тарынское, ДПРП – Дора-Пильское, СМРП – Сана-Малтанское

На Сана-Малтанском рудном поле рассчитанное положение осей сжатия и растяжения сходно с положениями осей на Дора-Пильском и Мало-Тарынском рудных полях. С надвигами ассоциируют близширотные косые рампы и открытые симметричные складки северо-западного простираения. Отличительной чертой Сана-Малтанского рудного поля является наличие сурьмяной минерализации связанной с деформациями левосдвигового поля напряжений.

Полученные результаты свидетельствуют о многоэтапном развитии тектонических структур ТРУ. Доминирующим направлением регионального сжатия является СВ-ЮЗ. Оно хорошо согласуется с направлением позднеюрской-раннемеловой коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона, а также северо-западной ориентировкой основных складчато-надвиговых структур региона. Поздние близширотное и СВ-В – ЮЮ-З сжатия вызывали активизацию ранее сформированных структур, усложнение их строения, реализацию соответственно лево- и правосдвиговых перемещений по разломам северо-западной ориентировки.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

Литература:

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. – М.: МАКС Пресс, 2009. 408 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: – Иркут. Политехн. Ин-т, 1961. 47 с.
4. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7-21.
5. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана, Тарынский рудный узел // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3-7.
6. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 50-62.
7. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск. Наука. 1989. 158 с.

ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ И КРИОЛИТОЗОНА ЭЛЬКОНСКОГО ГОРСТА

Железняк М.Н., Кирилин А.К., Жижин В.И., Сериков С.И.

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

Одним из уникальных районов Южной Якутии является Эльконский горст, расположенный в северной части Алданского щита. Именно здесь сосредоточены большие запасы урана, золота и в силу этих обстоятельств, данная территория представляет значительный интерес для освоения и научных исследований.

В геоморфологическом отношении Эльконское поднятие представляет четко выраженный свод-горст фундамента со ступенчато-блоковым рельефом и осевым грабеном (долиной р. Холодной) в средней части, с окаймляющими пологими тектоническими блоками древней части Алданского докембрийского пенеплена. В современном рельефе выровненные участки водораздельных поверхностей проявляются в ряде ярусов (до 5 уровней) разной высоты, которые являются единой, сложной системой выравнивания [2,4].

Одной из основных особенностей природных условий Южной Якутии и Эльконского горста в частности, является существенная неоднородность геокриологических условий, что в первую очередь, связано с геоморфологическим строением. Основными факторами, определяющими глубокое промерзание горных пород, являются средняя годовая температура на подошве деятельного слоя или на глубине годовых нулевых амплитуд температуры, теплопроводность пород и внутриземный тепловой поток [3].

Сотрудниками ИМЗ СО РАН с 2007 года ведутся систематические исследования по изучению мерзлотно-геотермических условий Эльконского горста. Проанализированы фондовые геофизические, инженерно-геологические и гидрогеологические материалы работ, выполненные при различных стадиях разведки и инженерно-геологических изысканиях ЗАО «РУСБУРМАШ», ОАО «ВНИПИ-промтехнологии», ОАО «КПИИ» «ВНИПИЭТ». В настоящее время собрана база геотермических данных, состоящая из измерений в 105 скважинах глубиной от 10 до 1000 м. В лабораторных условиях проведены исследования теплофизических свойств основных типов горных пород (250 образцов керна). На основании этого материала дана характеристика геотемпературного поля и криолитозоны рассматриваемой территории.

Температура горных пород на подошве слоя годовых теплооборотов (далее температура пород) Эльконского среднегорного района варьирует от +2,0 до –3,5⁰С, а мощность многолетнемерзлой изменяется от первых до 330 м. В пределах рассматриваемой территории по температурному режиму, характеру распространения и мощности многолетнемерзлых толщ (ММТ) нами выделено 3 области [1]:

северная – область развития талых пород с островной многолетней мерзлотой. Температура пород варьирует здесь от $-1,0$ до $+2,5^0\text{C}$, а мощность многолетней мерзлой толщи от первых до 80 м;

южная – область сплошного, редко прерывистого распространения многолетнемерзлых пород, которые занимают здесь около 90% площади. Температура пород в большинстве случаев изменяется от $+0,5$ до $-2,5^0\text{C}$. Установленная мощность многолетнемерзлой толщи изменяется от 30-50 до 330 м. По расчетным данным её максимальное значение под водоразделами Курунг и Билеберда может достигать 450 м. Геокриологические условия здесь подчинены высотной поясности, что наиболее отчетливо прослеживается в характеристике распределения температур горных пород на водоразделах и склонах. В нижних частях склонов западной и северной экспозиций, в пределах конусов выноса, отмечены участки с реликтовой мерзлотой, формирование которой связано с её деградацией;

центральная – область прерывистого распространения многолетнемерзлых пород, с температурой пород от $-2,0$ до $+2,5^0\text{C}$ и мощностью многолетнемерзлой толщи от первых до 150 м.

Другим фактором, характеризующим температурное поле в регионе, являются теплофизические свойства горных пород. Впервые для структуры Эльконского горста выполнены определения теплофизических свойств основных типов пород. На основании этих исследований установлено, что коэффициент теплопроводности горных пород варьирует от 1,47 до 4,20 Вт/(м·К), а объёмный вес скелета – от 2236 до 3235 кг/м³. Столь высокий диапазон изменения определенных физических параметров связан со сложным вещественным составом отдельных метаморфических, магматических или метасоматических пород. По осредненным данным выполненных измерений коэффициент теплопроводности основных типов горных пород варьирует от 1,6 – в карбонатитах до 3,0 Вт/(м×К) – в кварцитах. В гранитах, гранито-гнейсах, кристаллических сланцах и пегматитах он соответственно равен 2,71; 2,16; 2,18; 2,48 Вт/(м×К).

По данным геотермических исследований максимальная мощность ММТ в пределах изученной территории достигает 330 м и установлена в приводораздельной верхней части склона западной экспозиции (скв. 2216, 2215, (рис. 1). По расчетным данным максимальная мощность многолетнемерзлой толщи на г.Курунг и Билеберда может достигать 450 м. Некоторыми инженерно-геологическими и контрольно-стволовыми скважинами в нижних частях склонов западной и северной экспозиций в пределах конусов выноса отмечены участки с погруженной (на глубину от 9 до 40 м) на глубину от 9 до 40 м кровлей ММТ. Формирование существующей мерзлой толщи связано с её деградацией под воздействием климата, специфичного состава горных пород (сильно трещиноватые разрушенные, льдистые горные породы) особенностями условий теплообмена на поверхности (снежный покров, склоновые процессы) и гидрогеологическими условиями. Температурные кривые в

большинстве скважин имеют нестационарный режим. На графике изменения температур (см. рис 1) до глубины 60-80 м отмечается отрицательный геотемпературный градиент от 1,0 до 0,2 °C/100 м. Далее до глубины 100 -180 м выделяется безградиентная или слабоградиентная зона (0,0 – 0,3 °C/100 м).

Геотермический градиент в мерзлой толще, изменяется от отрицательных значений до 1,4 °C/100 м, в зависимости от местоположения скважины (рельеф, экспозиция, гипсометрический уровень, ландшафтные и поверхностные условия и т.д.). Максимальные его величины отмечаются в нижних частях склонов холодных экспозиций.

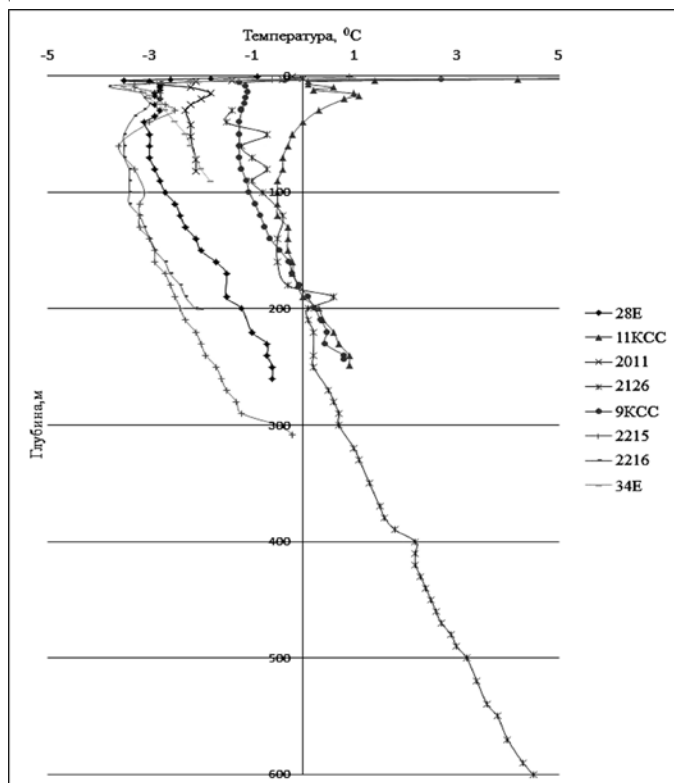


Рис.1. Изменение температуры горных пород с глубиной по скважинам Эльконского горста. 28Е – скважина, её номер.

28Е-верхняя часть склона С (1057м.), 11КСС-верхняя часть склона В (943м.), 2011-верхняя часть склона ЮВ (1074м.), 2126- верхняя часть склона СЗ (1099м.), 9КСС-верхняя часть склона СЗ (938м.), 2215-верхняя часть склона СЗ (1074м.), 2216-верхняя часть склона СЗ (1040м.), 34Е- средняя часть склона СЗ (883м.).

Геотермический градиент в подмерзлотной зоне с глубин 600 м в зависимости от состава пород варьирует от 1,66 до 2,20 °C/100 м. Зная геотермический градиент, теплофизические свойства разреза нами по 15 скважинам определена ве-

личина внутриземного теплового потока Эльконского горста, которая составила 44 мВт/м².

Используя данные геотермических исследований по опорным скважинам, геологическое строение территории, теплофизические свойства горных пород, нами построен мерзлотно-геотермический разрез до абсолютной отметки минус 600 м. По данным выполненных исследований температура на глубине залегания абсолютной отметки 500 м в пределах Эльконского горста варьирует от -1,0 до +5,2 °С, на отметке уровня мирового океана (0,0 м) от +11,2 до +14,0 °С, а на отметке минус 500 м от 22,0 до 23,0 °С.

Заключение. В процессе выполнения геокриологических исследований на территории Эльконского горста были проанализированы многочисленные геофизические, геологические и инженерно-геологические материалы, принадлежащие большому коллективу исследователей, и данные, полученные авторами. Все это в совокупности с геолого-геоморфологическим анализом позволило охарактеризовать современное геотемпературное поле и определить параметры криолитозоны в пределах рассматриваемой территории, составить серию мерзлотно-геотермических разрезов и карту распространения и мощности многолетнемерзлой толщи Эльконского горста.

Литература:

1. Железняк М.Н, Сериков С.И., Жижин В.И., Осипов Е.А. Температура горных пород и особенности распространения криолитозоны Эльконского горста. // Вестник СВФУ, 2012, №2 с.57-65.
2. Сериков С.И., Железняк М.Н., Жижин В.И. Криогенные процессы в современном рельефообразовании Эльконского горного массива. // Якутск, ООО Издательство «Сфера», Наука и образование, 2012 г. №1 с.40-44.
3. Общее мерзотоведение / Кудрявцев В. А., Достовалов Б. Н. - М.: Изд-во МГУ, 1967. – 340 с.
4. Южная Якутия./ под общ.ред. В.А.Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1975. - 443 с.

ТИПОХИМИЗМ МОНАЦИТОВ ИЗ ЗОЛОТОНОСНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ТЫРКАНДИНСКОЙ ЗОНЫ (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

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

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

Placer88@gmail.com; a.v.okrugin@giamond.ysn.ru

Монацит как концентратор РЗЭ и компонент U-Th руд, а также как довольно устойчивый в экзогенных условиях тяжелый минерал, накапливающийся в рос-

сыпных месторождениях, является весьма информативным объектом для топоминералогических исследований. Изучение типохимических особенностей редкоземельной составляющей монацитов из золотоносных россыпей Алданского щита особенно актуально в связи с интенсивным исследованием в последние годы уникального Центрально-Алданского рудного района с огромными запасами золотоносных урановых руд эльконского типа [3]. В результате шлихового опробования золотоносных россыпей р. Малая Тырканда и её притоков Туманный и Тысынчакыт (рис. 1) было установлено наличие в тяжелых концентратах заметного количества монацита.

Данные объекты находятся в пределах Тыркандинской магматогенной структуры центрального типа, от которой далее на северо-запад в сторону Центрально-Алданского магматогена протягивается Тыркандинская зона разломов. Вблизи этой зоны нами также исследованы монациты из отложений Макулганского переката по р. Алдан (см. рис. 1), где обнаружены весовые концентрации золота, платины, сперрилита и других рудных минералов редких и радиоактивных элементов, которые могут служить индикаторами рудоносных объектов в данном районе [2].

Самородное золото в шлиховых пробах этих россыпей встречается в виде окатанных пластинчатых и комковидных зерен размером обычно менее 0,5 мм, редко до 1-2 мм. Пробность золота варьирует, в основном, от 700 до 985‰, в редких случаях снижается до 380, и в среднем составляет: 850 – Малая Тырканда, 910 – Туманный, 940‰ – Тысынчакыт и 930 – Макулган. Среди других минералов отмечены магнетит, ильменит, рутил, гранат, циркон, турмалин, касситерит, шеелит, вольфрамит, лёллингит, сперрилит и др. В сростании с золотом или в виде включений установлены альбит, КППШ, кварц, кальцит, амфибол, хлорит, гидрогетит и глинистые минералы.

Монацит в изученных россыпях встречается в виде хорошо окатанных красновато-желтых зерен размером до 0,5-1 мм. Для монацитов из проявления р. Малая Тырканда характерны небольшие по размеру, хорошо окатанные зерна с янтарно-желтой окраской. Редко встречающиеся высокаториевые разности имеют красноватый цвет. В отложениях руч. Тысынчакыт минерал представлен округлыми отполированными зернами, окрашенными в светло-желтые тона. Содержание его достигает 80% неэлектромагнитной фракции тяжелого шлиха. Шлихи с руч. Туманный бедны монацитом, где он встречается в виде слабо окатанных грязно-желтоватых зерен.

По данным микронзондового анализа состав минерала варьирует в широком диапазоне – основными компонентами являются Ce и La, причем наблюдается постоянное преобладание Ce над La почти в два раза, чуть меньше содержится Nd и Th. В качестве примесей отмечаются Pr, Sm, Si и Ca, в единичных зернах присутствуют тяжелые лантаноиды – Gd, Dy, Tb. Как видно на тройной диаграмме

Так как источники сноса для обнаруженных монацитов не установлены, мы для сравнения приводим данные о фосфатах из объектов близких по составу к минералам данного района. Фигуративные точки состава монацитов из русловых отложений руч. Тысичакыт на диаграмме (см. рис. 2, А) попадают в поле состава минералов из гранитоидов Романовского массива [5]. Редкоземельные фосфаты из проявления р. Малая Тырканда близки по составу к таковым из керамических пегматитов Адуйского массива [4]. Монациты из гранитных пегматитов Липовки и копей Мора отличаются несколько повышенным содержанием Nd, Y и пониженным Th [1].

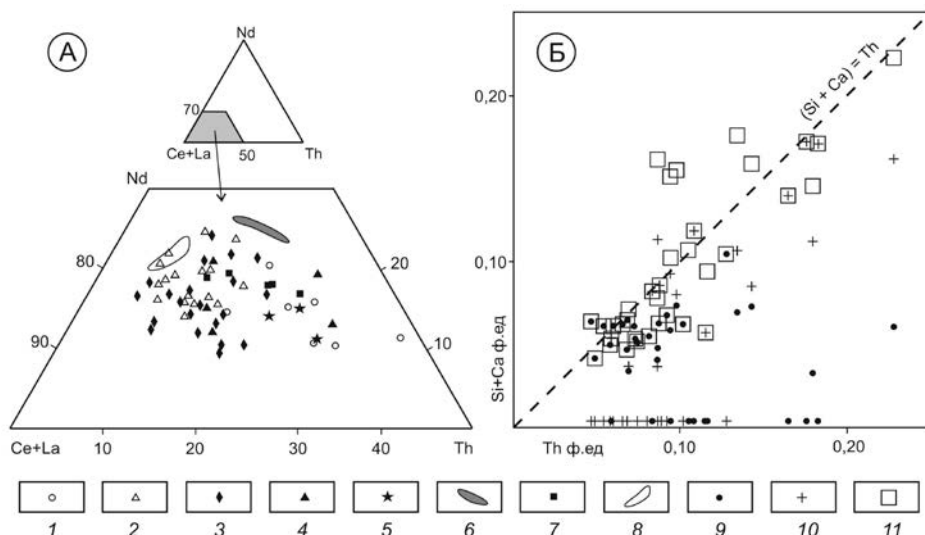


Рис. 2. Диаграммы составов монацитов.

А – распределение Ce+La, Nd и Th в монаците из: 1 – р. Малая Тырканда; 2 – руч. Тысичакыт; 3 – руч. Туманный; 4 – Макылган, р. Алдан [2]; 5-7 – Адуйский массив: 5 – граниты [4]; 6-7 – пегматиты [1]; 8 – гранитоиды Романовского массива [5]. Б – график изменения атомарных содержаний Ca и Si в зависимости от количества Th в монаците из россыпей Малая Тырканда, Тысичакыт, Туманный и Макылган: 9 – распределение Ca; 10 – Si; 11 – суммарного количества Ca и Si.

Итак, монациты из аллювиальных отложений Тыркандинской зоны различаются по составу, что выражается в изменении содержания, как основных компонентов, так и примесей. Это, очевидно, указывает на различия в составе источников сноса, а возможно и на различную генетическую специализацию материнских пород. Для выяснения возможных источников монацита, очень важного и ценного концентратора редкоземельных элементов, требуются дальнейшие топоминералогические исследования в данном районе.

Литература:

1. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Захаров А.В. Состав и возраст монацитов из гранитных пегматитов Липовки и копей Мора (Средний Урал). RMS DPI 2012-1-7-0. <http://www.minsoc.ru/2012-1-7-0>.
2. Окрутин 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 (Алданский щит, Россия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3с, ч.2. С. 23-27.
3. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. № 3. С. 195-211.
4. Попова В.И., Чурин Е.И. Зональность и секториальность состава монацита-(Се) гранитных пегматитов среднего и южного Урала // Записки Российского минералогического общества. 2009. № 5. С. 77-90.
5. 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.

ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ АЛМАЗООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зедгенизов Д.А.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск*

В настоящей работе проведен анализ минералогических и геохимических данных о составе среды кристаллизации алмазов из нескольких кимберлитовых и россыпных месторождений Сибирской платформы. Уникальным источником информации о составе алмазообразующих сред являются микровключения в алмазах, имеющих волокнистое (fibrous) внутреннее строение. Для серии изученных алмазов методами колебательной спектроскопии охарактеризованы полифазные ассоциации микровключений, которые представляют набор дочерних минералов/фаз алмазообразующей среды. Установлено, что в литосферной мантии средами кристаллизации алмазов являются водосодержащие высокощелочные карбонатные, карбонатно-силикатные и хлоридно-карбонатные флюиды/расплавы, имеющие геохимическое сходство с кимберлитами и карбонатитами. Показано, что доминирующими средами для алмазов Сибирской платформы являются преимущественно карбонатные расплавы, содержащие менее 5 мас.% H₂O и 10 мас.% SiO₂.

Согласно существующим предположениям, образование флюидов или расплавов, подобных описанным в волокнистых алмазах, в условиях верхней мантии может быть связано с процессами (i) частичного плавления карбонатизированных эклогитовых и перидотитовых субстратов и/или (ii) метасоматоза мантии с привнесением карбонатных и водных агентов. Отмеченные геохимические особенности алмазообразующих сред могут также быть обусловлены как их разным источником, так и эволюционными процессами, включая фракционную кристаллизацию, несмесимость и/или смешение жидкостей разного состава, а также взаимодействие с минералами мантии.

Согласно экспериментальным данным *частичное плавление* карбонатизированных перидотитов и эклогитов рассматривается в качестве главного механизма образования карбонатитовых и кимберлитовых расплавов в литосферной мантии. При этом плавление карбонатизированных перидотитов преимущественно приводит к образованию карбонатитовых расплавов, в то время как существенно силикатные расплавы могут образоваться только при плавлении пересыщенных кремнезёмом эклогитов [4]. Одно можно утверждать, что расплавы с $\text{SiO}_2 > 40$ мас. % не могут образоваться в карбонатизированном перидотите. Отметим также, что для существенного обеднения по Ti, Zr и Hf, наблюдаемого в ряде алмазов, необходимо присутствие остаточных фаз, таких как рутил и циркон, которые более характерны для эклогитов, а не для перидотитов.

Фракционная кристаллизация является одним из основных процессов, приводящих к дифференциации природных расплавов или растворов. Было предположено, что кристаллизация Ca-Mg карбонатов, апатита, титанатов и K-содержащих фаз приводит к изменению состава материнского карбонатного расплава в направлении водно-силикатного крайнего члена [6]. С другой стороны, экспериментальные исследования показали, что в широком диапазоне составов ликвидусными фазами являются силикаты (низко-Ca клинопироксен, оливин, гранат), а не карбонаты [1]. При снижении температуры эволюция карбонатно-силикатных расплавов приводит к образованию богатых щелочами карбонатитовых жидкостей [5]. Этот эффект определяется кристаллизацией силикатных фаз даже при низком содержании кремния в материнском карбонатном расплаве. Однако, свидетельств такой эволюции хлоридно-карбонатных сред в алмазах пока не было описано, в то время как в нескольких алмазах, наоборот, было отмечено уменьшение хлоридной составляющей в процессе роста. Отсутствие промежуточных составов свидетельствует о резком переходе между отмеченными двумя средами. Такой переход, вероятно, отражает *смешение* ранее фракционировавших хлоридных флюидов и новых порции карбонатных расплавов [2]. Такой механизм также выглядит удовлетворительным при оценке массового баланса некоторых компонентов (щелочей, воды и карбонатов), если предположить разное происхождение смешивающихся жидкостей. Установленное в настоящей работе сходство изотопных характеристик углерода для большинства алмазов с микровключениями, в

т.ч. контрастного состава, свидетельствует об источнике углерода, имеющем изотопный состав характерный для большинства алмазов и близкий к срединномантийному значению.

Установленный диапазон вариаций и факт присутствия в разных зонах монокристаллов алмазов контрастных по составу флюидов или расплавов могут также быть следствием *несмесимости*. Предполагается, что в условиях термодинамической стабильности алмаза некоторые водосодержащие карбонатно-силикатные расплавы в результате кристаллизационной дифференциации попадают в поле несмесимости [3]. Модель жидкостной несмесимости между хлорсодержащими карбонатно-силикатными и карбонатно-хлоридными расплавами как фактора эволюции глубинных щелочных жидкостей была экспериментально обоснована О.Г. Сафоновым с соавторами [5]. Экспериментальные исследования показали, что наиболее важным показателем несмесимости мантийных карбонатных и силикатных расплавов является отношения Zr/Hf и Nb/Ta [7]. Состав микровключений в подавляющем большинстве алмазов характеризуется соотношением этих пар элементов, близким к хондритовому. Таким образом, механизм жидкостной несмесимости в карбонатно-силикатных системах не может в полной мере объяснить установленные вариации состава алмазообразующих сред.

Все приведенные выше механизмы образования и эволюции алмазообразующих расплавов или флюидов подразумевает их сосуществование в определенном мантийном объеме, в котором происходит их миграция и *взаимодействие с веществом материнского субстрата*. Исходя из полученных результатов, можно предположить, что карбонатные расплавы или флюиды при взаимодействии с окружающими породами могут эволюционировать в направлении силикатных и водно-солевых составов. Описанные высокомагнезиальные и низкомагнезиальные флюиды/расплавы в волокнистых алмазах могли образоваться за счет частичного плавления метасоматизированных перидотитов и эклогитов, соответственно. Однако, каких либо значительных различий по содержанию редких элементов между этими двумя группами не выявляется. Это свидетельствует о том, что состав алмазообразующих флюидов или расплавов не зависит от состава мантийных субстратов, в которых происходит кристаллизация алмазов. При этом ситуация может быть и более сложной, так как отношение объемов флюида или расплава к объему породы (буферная ёмкость) должно быть достаточно большим, чтобы исключить эффекты их уравнивания.

Исследования выполнены за счет Российского научного фонда (проект №14-27-00054).

Литература:

1. Girmis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P. Formation of primary kimberlite melts – constraints from experiments at 6-12 GPa and variable CO_2/H_2O // Lithos. 2011. V. 127. P. 401-413.

2. Klein-BenDavid O., Izraeli E. S., Hauri E., Navon O. Mantle fluid evolution - a tale of one diamond // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 243-253.
3. Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241 (1-2). P. 104-118.
4. Litasov K.D., Safonov O.G., Ohtani E. Origin of Cl-bearing silica-rich melt inclusions in diamond: experimental evidences for eclogite connection // *Geology*. 2010. V. 38. P. 1131-1134.
5. Safonov O.G., Chertkova N.V., Perchuk L.L., Litvin Yu.A. Experimental model for alkalic chloride-rich liquids in the upper mantle // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 260-273.
6. Schrauder M., Navon O. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. No. 2. P. 761-771.
7. Veksler I.V. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: a summary of experimental studies // *Chem. Geol.* 2004. V. 210. P. 7-31.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ (ЯКУТИЯ)

**Зедгенизов Д.А.^{1,2}, Рагозин А.Л.^{1,2}, Калинина В.В.¹,
Мальковец В.Г.¹, Помазанский Б.С.³**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,*

²*Новосибирский государственный университет*

³*НИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА*

Месторождения Якутской алмазоносной провинции, расположенной в центральной Сибирской платформы, представляют собой основу алмазной сырьевой базы России. В настоящее время существует множество работ посвященных изучению минеральных включений в алмазах из основных месторождений Якутской алмазоносной провинции [например, 2]. Несомненно, открытие и разработка новых месторождений открывают перспективу более детально охарактеризовать особенности состава и строения алмазоносной литосферной мантии этого региона. В середине 1990-х гг. в зоне Виллой-Мархинского глубинного разлома было открыто новое кимберлитовое поле - Накынское. В настоящее время в этом поле разрабатывается две алмазоносные кимберлитовые трубки - Ботуобинская и Нюрбинская. Тем не менее, до настоящего времени данные по изучению минеральных включений в алмазах из этих месторождений весьма ограничены [1]. В настоящей работе нами было изучено 195 минеральных включений в 94 алмазах из кимберлитовой трубки Нюрбинская. Включения в каждом алмазе были выведе-

дены на поверхность методом последовательной пришлифовки. Исследование деталей химического состава минеральных включений в алмазах проводились с использованием рентгеноспектрального микроанализатора с полевой эмиссией JEOL JXA-8100 в Институте геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН. Измерения проводились при стандартных условиях (ускоряющее напряжение 15 кВ и сила тока 15 нА). При анализе использовались природные и синтетические стандарты. Исследование геохимических характеристик включений гранатов и клинопироксенов выполнено с использованием ионного зонда SIMS CAMECA ims5f (Institute for Study of the Earth's Interiors, Misasa, Japan).

Среди исследованных алмазов 69 кристаллов (73,4%) относится к перидотитовому (ультраосновному) парагенезису и 25 кристаллов (26,6%) к эклогитовому. Химический состав минеральных включений в алмазах имеет значимые вариации как по главным, так и по редким и рассеянным элементам.

Оливин является самым распространенным включением в изученных алмазах (90 включений Ol в 69 кристаллах). Оливины варьируют по содержанию основных примесных элементов (90,2 – 94,2% Fo) и содержат обычную для оливинов-включений в алмазах примесь NiO (0,26-0,39 мас.%). Средняя магнезиальность оливинов (92,1), соответствует средней магнезиальности включений оливинов мировой базы данных [3]. В нескольких алмазах оливин ассоциирует с гранатом, хромитом и ортопироксеном. По химическому составу Cr-содержащие (7-15 мас.% Cr₂O₃) пироповые гранаты ультраосновного парагенезиса относятся к лерцолитовым ассоциациям, а также в ряде случаев близки к гарцбургит-дунитам (Рис. 1). Включения гранатов перидотитового парагенезиса демонстрируют значительные вариации по содержаниям и характерам распределения редких элементов (Рис. 1). Распределения РЗЭ во включениях пиропов в алмазах показывают различные степени вторичного обогащения. Семнадцать включений ортопироксена в 11 изученных алмазах характеризуются высокой магнезиальностью (#Mg = 83-92) и низким содержанием CaO и Al₂O₃. По этим характеристикам они отвечает ортопироксенам как лерцолитового, так и гарцбургитового парагенезисов. Клинопироксены (5 включений в 3 алмазах) всегда ассоциировали с ортопироксеном и представляют собой хромдиопсиды (до 1,19 мас.% Cr₂O₃) с высокой магнезиальностью (Mg# 85,6-90 %). Хромиты (20 включений) встречены в 10 алмазах и большинство из них не соответствует области составов типичных для ранее изученных хромитов в алмазах из разных месторождений мира (< 62 мас.% Cr₂O₃ и > 0,7 мас.% TiO₂) [2].

В нескольких алмазах в ассоциации с хромитом и оливином были также зафиксированы включения флогопита с содержанием Cr₂O₃ 2,3-2,9 мас.%.

Все исследованные включения гранатов эклогитового парагенезиса попадают по своему составу в поле эклогитов группы В согласно классификации [3] (Рис. 1). Распределения РЗЭ в гранатах имеют характерные для мантийных эклогитов спектры со значительным обогащением тяжелыми РЗЭ (La/Yb – 0,001-0,114) и со

слабо проявленной отрицательной Eu аномалией (Рис. 1). Большинство включений клинопироксена по составу также попадают в поле эклогитов группы В и по содержанию примесных компонентов соответствуют включениям эклогитового парагенезиса в алмазах из мировой базы данных. Содержание K_2O в клинопироксенах варьирует от 0,04 до 0,49 мас.%. Среди включений эклогитового парагенезиса исследованы также калиевый полевой шпат, рутил и коэсит. Для включений рутила в алмазах зафиксировано весьма высокое содержание примеси Nb_2O_5 – 8,1 мас.%.

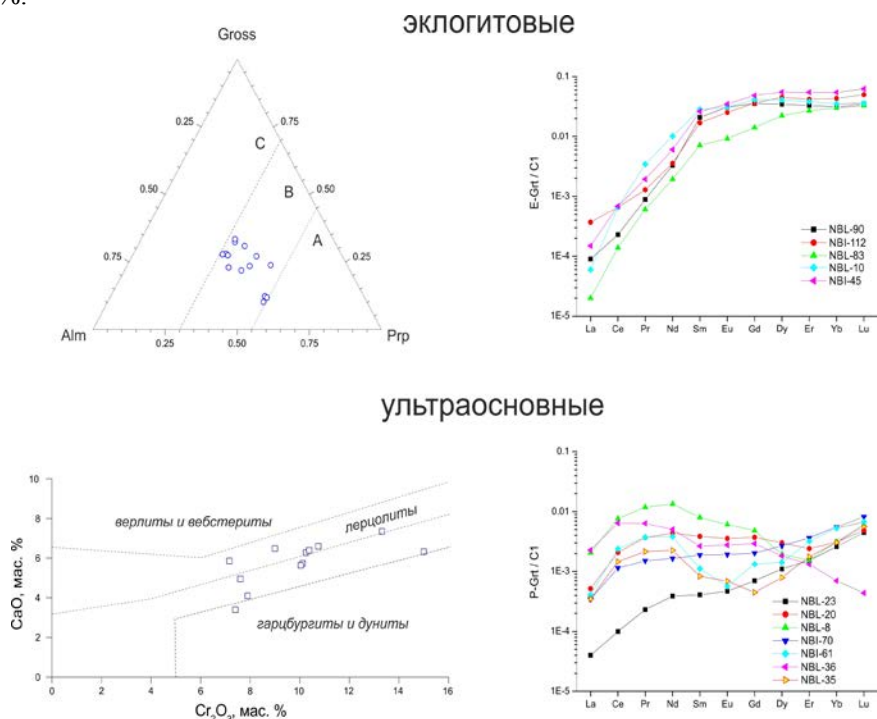


Рис.1 Геохимические особенности гранатов эклогитового и перидотитового (ультраосновного) парагенезисов из включений в алмазах трубки Нюрбинская

Состав минеральных включений в алмазах из трубки Нюрбинская свидетельствует о том, что алмазоносная литосферная мантия в этом регионе преимущественно имеет состав, отвечающий мантии архейских кратонов. В то же время, полученные нами данные указывают на интенсивную метасоматическую проработку литосферной мантии флюидами или расплавами [4]. Кроме того, в ней значительную долю составляли эклогиты, формирование которых тесно связано с субдукционными процессами.

Исследования выполнены за счет Российского научного фонда (проект №14-27-00054).

Литература:

1. Митюхин С.И., Специус З.В. Включения в алмазах из кимберлитовой трубки Ботуобинская (Накынское поле, Якутия) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. №12. С. 1246-1258.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск. Наука. 1974. 246 с.
3. Coleman R.G., Lee D.E., Brannock W.W. Eclogites and eclogites, their difference and similarities // Bulletin Geological Society America. 1965. V. 76. P. 483-508.
4. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // Geology. 2007. V. 35. P. 339-342.
5. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Yefimova E.S. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // Lithos. 2004. V. 77. P. 225-242.
6. Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds - constraints from mineral inclusions // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 5-32.

О ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный

В продуктивных осадочных толщах, которые являются потенциально алмазодонными и через которые проводят поиски коренных источников алмазов, часто содержатся глинистые образования. Так, в верхнепалеозойских осадочных толщах основных алмазодонных районов Сибирской платформы (СП), источниками таких глинистых образований служили древние коры выветривания (КВ) на различных породах. С целью выяснения условий размыва и переотложения материала древних КВ в продуктивных толщах в последние годы проведено комплексное изучение вещественного состава элювия на различных породах, а также верхнепалеозойских осадочных комплексов Малоботуобинского района (МБР), расположенного в центре Якутской алмазодонной провинции (ЯАП). В указанном разрезе здесь выделяются континентальные пермские образования лапчанской (P_{1l}), ботуобинской (P_{1b}) и боруллойской (P_{2br}) свит. *Лапчанская свита* (до 20-25 м) представлена темно-серыми глинами и алевролитами с прослоями песков. В нижней части, сложенной в основном продуктами переотложения верхнедевонских нижнекаменноугольных КВ, а иногда и прослоями (линзами) гравелитов, галечников и брекчий мощностью до 0,8 м. *Ботуобинская свита* (60-70 м) залегает с

признаками размыва на лапчанской свите или на эродированной поверхности пород нижнего палеозоя. В составе её различают две подсвиты. *Борулойская свита* (90-100 м) с размывом перекрывает различные горизонты ботуобинской свиты и пород нижнего палеозоя. Она также разделена на нижнюю (50-65 м) и верхнюю (до 35 м) подсвиты. В алмазоносных районах СП благоприятные условия для формирования мощных КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. В пределах ЯАП древние КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно, здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Отмечены существенные различия в составе продуктов выветривания на различных типах пород в анализируемом регионе. Установлена их различная концентрация в перекрывающие КВ верхнепалеозойских отложениях. Так, в базальных горизонтах *лапчанской свиты* отмечено самое высокое (по сравнению с другими толщами верхнего палеозоя) содержание галек кислых эффузивов, известняков, известковистых песчаников, доломитов, мергелей, что указывает на преобладающую роль при их формировании местного материала. Лапчанская свита отличается несколько обеднённым комплексом терригенных минералов и самыми большими концентрациями аутигенных образований. В глинистых фракциях обычно доминирует обломочный каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Количество и состав грубообломочного материала, минеральные парагенезисы лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций позволяют утверждать о преобладающем влиянии в период формирования лапчанской свиты продуктов переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и о значительно меньшем влиянии выветрелых пород основного и ультраосновного состава. В отличие от этого, в грубообломочном комплексе *ботуобинской свиты* отмечено повышенное (до 60% и больше) количество галек кварцитов. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах ботуобинской свиты не обнаружено чётких закономерностей в распределении основных групп минералов легкой, тяжёлой и глинистой фракций, что указывает на неравномерное переотложения материала из древних КВ. В низах разрезов ботуобинской свиты увеличивается концентрация обломочного монтмориллонита, неупорядоченных монтмориллонит-гидрослюдистых и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований, что свидетельствует об увеличении здесь доли продуктов выветривания

основных и ультраосновных пород и о резком уменьшении таковой терригенно-карбонатных пород. В грубообломочных породах *боруллойской свиты* несколько возрастает количество обломков кварца. Основное отличие этой свиты от ниже лежащих пермо-каменноугольных толщ сводится к широкому присутствию в лёгкой и тяжёлой фракциях биотита, мусковита и лепидомелана. В пелитовой части преобладают монтмориллонит и неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) пойменных и озёрно-болотных фаций – и каолинит. Анализ минерального состава *боруллойской свиты* позволяет говорить о большом влиянии в период её формирования продуктов выветривания основных пород средне-палеозойского возраста и о подчинённой роли терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, которые к тому времени в значительной степени были перекрыты отложениями *лапчанской* и *ботубинской свит*.

Терригенно-карбонатные отложения ЯАП содержат в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюда ($b = 0,900$ нм) в виде смеси политипных модификаций $1M$ и $2M_1$ ($1M > 2M_1$), триоктаэдрический хлорит ($b = 0,922$ нм) и серпентин ($b = 0,935$ нм). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской КВ. Наибольшее преобразования исходные породы претерпели в КВ северной части МБР. В средней зоне КВ рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезают. Подвергается существенной деградации также гидрослюда $1M$ (как менее устойчивая по сравнению с $2M_1$), причём трансформационные процессы в структуре гидрослюда $1M$ обуславливают значительное увеличение количества разбухающих слоёв, в то время как гидрослюда $2M_1$ остаётся относительно стабильной. В результате этого возникает монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, которое быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюда $1M$ к верхам профиля выветривания резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа $2M_1$ ($2M_1 > 1M$). Изученные нами разности КВ *кимберлитов* представлены агрегатами серпентина из слоёв типа *A* и *B* ($b = 0,929$ нм) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита. В нижней зоне КВ таких пород содержится, кроме того, примесь хлорита ($b = 0,920$ нм), сепиолита, ди-триоктаэдрического $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита ($b = 0,905$ нм) и гидрослюда ($b = 0,900$ нм) $1M$, ассоциирующей с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, относящимися в последних двух случаях к продуктам частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюда, а серпентин представлен только слоями *A*. Одновременно с этим резко увеличивается содержание как $Mg-Fe$ -хлорита, так и близкого к собственно Mg -

разновидности, а также Mg-Fe^{3+} -монтмориллонита, причём разбухающий минерал, судя по свойственным ему сравнительно узким рефлексам на рентгенограммах, характеризуется относительным совершенством структуры. В ассоциации с ними отмечается примесь серпентина, представленного структурным типом *A*. Это сопровождается уменьшением его параметра *b* (с 0,920 до 0,915 нм) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом (Fe^{3+}).

Таким образом, особенностью гипергенного изменения пород различного состава является возникновение за счёт первичных - гипогенных минералов (триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наибольшее развитие имеют разбухающие минералы. В этих частях профилей выветривания кислых пород (в том числе терригенно-карбонатных образований) в результате более быстрого разложения наименее совершенной в структурном отношении слюдистой фазы политипной модификации *1M* и соответственно производной от неё монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы элювий обогащается более устойчивым политипом $2M_1$. В верхних частях профилей выветривания этого типа за счёт уменьшения смешанослойной фазы *1M* (в связи с превращением её в каолинит), увеличивается роль более устойчивого политипа $2M_1$. В КВ пород основного типа, которые содержат наряду с плагиоклазами, пироксенами и амфиболами также тетраэдрические слюды (в основном биотита и флогопита, т.е. минералов характеризующихся преимущественно политипной модификации *1M*), на ранних этапах элювиального процесса происходит развитие не только различных смешанослойных фаз, но и ряда промежуточных индивидуальных минералов триоктаэдрического типа. Хлорит к верхам разрезов быстро разлагается. За счёт изменения слюды сначала образуется вермикулит, а за счёт последнего и каолинит. В профилях выветривания ультраосновных пород (в частности кимберлитов) однотипные минералы, встречающиеся как в основных, так и ультраосновных разностях пород характеризуются близким механизмом преобразования. Особенностью гипергенного процесса в этих породах на раннем его этапе благодаря длительному сохранению высокощелочной среды являются в основном лишь перекристаллизация относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина типа *B* в наиболее низкотемпературную – *A*. За счёт изменения флогопита образуется гидрослюда, наследующая свойственный первому политип *1M*, которая более устойчивая, чем однотипное монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование. Сравнительный анализ рассмотренных КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидродинамическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют степень структурной упорядоченности первичных минералов, унаследованность этих свойств вновь возникающими фазами и универсальность процесса преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. Указанная методо-

логия позволяет идентифицировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также дифференцировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характерном заселении октаэдрических позиций в их структуре, либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоёв в структуре этих минералов или их политипией. Установленные типоморфные особенности слюдистых образований в КВ кимберлитов и широко развитом на СП элювие терригенно-карбонатных пород можно успешно использовать при прогнозно-поисковых работах на алмазы, в частности при палеогеографических реконструкциях осадочных толщ и определении в них источников сноса в бассейны седиментации материала местных пород (в первую очередь продуктов различных типов кор выветривания).

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КИМБЕРЛИТОВЫЕ СИСТЕМЫ В СВЯЗИ С АЛМАЗОПОИСКОВЫМИ РАБОТАМИ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук РС (Я), г.Мирный

Кимберлитовые породы, выполняющие диатремы, жилы и силы, известны на всех древних платформах Мира, но наиболее детально они изучены на Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской, Китайской, Австралийской и Северо-Американской платформах. Комплексные исследования особенностей геологического строения и развития Сибирской платформы (СП), вещественного состава, фациальных особенностей, условий формирования древних осадочных толщ и распределения в них кимберлитовых минералов позволили провести минерагеническое районирование территорий и на этой основе определить направления и методы алмазопроискоковых работ и в первую очередь в пределах осваиваемых алмазодобывающей промышленностью площадях Центрально-Сибирской алмазодобывающей субпровинции, охватывающей Далдыно-Алаkitский, Малоботубинский, Маркокинский и Средне-Мархинский алмазодобывающие районы, причём наибольшая часть запасов алмазного сырья находится в первых двух. Далдыно-Алаkitский алмазодобывающий район является одним из главных регионов алмазодобычи акционерной компании «АЛРОСА», так как здесь сосредоточена основная часть запасов алмазов на СП. Поэтому восполнение минерально-сырьевой базы для действующих в данном регионе горно-обогатительных комбинатов является первоочередной задачей. Прирост запасов алмазов в рассматриваемом районе связывается только с обнаружением новых коренных месторождений алмазов преимущест-

венно в его юго-западной части, в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля, где широко развиты терригенные отложения верхнего палеозоя, интродуцированные пластовыми телами долеритов, так как здесь из-за незначительного эрозийного среза кимберлитов верхнепалеозойские россыпи алмазов не образовывались. В то же время, в его северо-восточной части (Далдынское кимберлитовое поле) на современную дневную поверхность выходят кимберлитовмещающие породы нижнего палеозоя и выполненный в такой простой геологической ситуации комплекс структурно-тектонических, шлихоминералогических и геофизических методов поисков способствовал открытию всех кимберлитовых трубок, в том числе и крупных месторождений алмазов Удачная и Зарница). Здесь в дальнейшем возможно обнаружение лишь небольших по размерам немагнитных и слабо алмазоносных кимберлитовых трубок и даек, не представляющих практического интереса. Прямым признаком возможного нахождения в пределах Алакит-Мархинского поля высокоалмазоносных кимберлитовых трубок является наличие в песчано-галечных горизонтах (в основном континентальных фаций верхнепалеозойских образований) находок алмазов и их минералов-спутников преимущественно хорошей сохранности и слабой гранулометрической сортировки, которые по комплексу признаков отличаются от таковых из известных здесь на сегодня кимберлитовых тел. Такую возможность усиливает и наличие в пределах этого поля около шести десятков кимберлитовых трубок, причём пять из них являются месторождениями алмазов (Айхал, Комсомольская, Краснопресненская, Сытыканская и Юбилейная). Необходимо при этом отметить различную степень изученности территории Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Недостаточная изученность характерна для его юго-западной и западной частей, а наиболее изученной является центральная часть поля, хотя и здесь (в районе локальных ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза) имеются участки с неравномерной поисковой сетью скважин, где возможны пропуски даже средних по размерам кимберлитовых диатрем сложной конфигурации. В этой связи следует подчеркнуть, что юго-западный и западный фланги этого поля являются переходной зоной к территории Моркокинского кимберлитового поля с единственной пока кимберлитовой трубкой Моркока (это уже северо-западная часть Моркокинского алмазоносного района). В целом вся эта территория является перспективной на обнаружение кимберлитовых трубок, поскольку она находится в пределах Далдино-Оненекской кимберлитоконтролирующей зоны разломов, к которой тяготеет целый ряд кимберлитовых полей (Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхне-Мунское, Чомурдахское, Западно- и Восточно-Укукитское, Мерчимденское, Толюпское, Куойское и др.), а в верхнепалеозойских отложениях обнаружены находки алмазов и ореолы рассеяния их парагенетических минералов-спутников (МСА). В некоторой мере усиливает этот прогноз и факт наличия в Моркокинском поле пока только одной кимберлитовой трубки. Из этого следует, что в центральной части Алакит-Мархинского поля необходимо осуществлять допоискование участков недоизученных высококонтрастных локальных ореолов рассеяния

кимберлитовых минералов с целью реализации остаточных перспектив её коренной алмазонасности. В то же время в юго-западной и западной частях этого поля, включая и район трубки Моркока, необходимо провести поисковые работы (в пределах площадей развития ореолов рассеяния МСА, в зоне разломов Далдыно-Оленёкской системы и где суммарные мощности верхнепалеозойских отложений и траппов не превышают 200 м) с целью обнаружения алмазонасных кимберлитовых трубок. В пределах остальной части Моркокинского алмазонасного района наиболее перспективным на обнаружение алмазонасных кимберлитовых трубок является бассейн среднего течения р. Ыгыатта. Здесь в верхнепалеозойских отложениях установлены ореолы (Озёрный и др.) рассеяния повышенных концентраций пиропов и пикроильменитов, часто с магматогенной неизношенной поверхностью, а также находки алмазов. Данные ореолы находятся в зоне кимберлитоконтролирующих разломов Вилуйско-Мархинской системы, к которой приурочены Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля. Следует отметить, что указанная площадь зоны разломов в бассейне среднего течения р. Ыгыатта, где в верхнепалеозойских отложениях установлены ореолы рассеяния МСА и находки самих алмазов, которые по комплексу признаков отличаются от таковых Малоботубинского и Далдыно-Алакитского районов, заслуживает постановки поисковых работ с целью обнаружения коренных источников алмазов. Всё это вместе свидетельствует о реальных перспективах обнаружения здесь нового алмазонасного кимберлитового поля, а грубые пролювиально-аллювиальные фации базальных горизонтов верхнепалеозойских отложений могут содержать россыпи алмазов.

Малоботубинский район, в котором открыты кимберлитовые трубки Мир, Спутник, Интернациональная, Дачная, Амакинская и Таёжная являются важным регионом алмазодобычи. Для восполнения убывающих запасов алмазов необходимо открытие здесь новых коренных и россыпных месторождений, поскольку имеющиеся резервные месторождения характеризуются ограниченными запасами. Анализ установленных минералогических признаков, структурно-тектонических и литолого-фациальных предпосылок поискового прогнозирования, а также степени опоскования, свидетельствует о возможности обнаружения в этом районе алмазонасных кимберлитовых трубок. Так, её центральная часть (Мирнинское кимберлитовое поле) является наиболее изученной. Здесь возможно обнаружение немагнитных и небольших по размерам алмазонасных кимберлитовых тел в пределах выделенных и ещё недоизученных локальных перспективных участков, тяготеющих к зонам разломов Вилуйско-Мархинской системы. На остальной (основной) северо-западной и северо-восточной частях района, где широко развиты осадочные отложения верхнего палеозоя, проведены разной детальности алмазопосковые работы, но кимберлитовые трубки здесь не обнаружены. В то же время, в отложениях лапчанской (P11), ботубинской (P1b) и боруллойской (P2br) свит установлены два обширных минералогических поля (Кюеляхское и Бахчинское), отходящих от Мирнинского кимберлитового поля в северо-

западном и северо-восточном направлениях, с ореолами смешанного (континентального и бассейнового) типа и со слабо отсортированной алмаз-пироп-пикроильменитовой ассоциацией данных минералов. Эти ореолы характеризуются высокими концентрациями МСА (до нескольких тысяч зерен на шлиховую пробу объемом 10 л), которые несут следы механического износа и отмечается наличие зерен крупностью до 2 мм (с реликтами келифитовых кайм на некоторых зернах пироба). В данных ореолах отмечаются находки алмазов, а в Кюеляхском минералогическом поле зафиксированы две россыпи (Восточная и Западная) и Сылагинское россыпное проявление алмазов. Детальное и комплексное изучение физиографических, морфологических и химических особенностей данных кимберлитовых минералов показало, что основное их количество имеет сходство с таковыми из высокоалмазоносных трубок Мирнинского поля (трубки Мир и Интернациональная) и претерпела значительный износ за счёт неоднократного перемыва и переотложения в допозднепалеозойское время, а меньшая часть характеризуется отличными от них признаками. Западнее россыпи Западная устанавливается пикроильменитовая ассоциация минералов относительно хорошей сохранности и предполагается, что они поступили из неизвестного кимберлитового тела, находящегося в западной части Верхне-Иреляхского поднятия. Подобные контрастные ореолы зафиксированы и в грубообломочных отложениях ботубинской и боруллойской свит в пределах Бахчинского минералогического поля (ореолы Дэлбергинский и Медвежий), где выполняет неглубокую палеоложбину, в пределах зоны разломов Вилуйско-Мархинской системы. Именно в районе этих ореолов предполагаются местные коренные источники данных минералов. Учитывая недостаточную степень опосредованности участков трёх указанных ореолов, необходимо их доизучение с целью обнаружения здесь своих алмазоносных кимберлитовых трубок. В этой связи следует также отметить, что прирост запасов алмазов возможен и за счет выявления новых верхнепалеозойских россыпей в пределах площадей развития высококонтрастных ореолов рассеяния МСА Кюеляхского минералогического поля, хотя и со сложным строением продуктивного пласта и при значительных (до 80 м) мощностях вскрыши.

Несколько по другому следует оценивать проявления алмазоносности южного, юго-западного бортов Тунгусской синеклизы (Чуно-Бирюсинский, Муроквинский, Илим-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский алмазоносные районы), а также северо-восточной части СП (южный борт Лено-Анабарского и западный – Предверхоханского прогибов и район Кютюндинского грабена). Здесь в терригенных (преимущественно бассейновых отложениях карбона и перми) установлены находки единичных мелких алмазов и их минералов-спутников (в основном пироба, реже хромшпинелиды и пикроильмениты), характеризующихся высокой степенью износа (до шариков, особенно пиробов). Причём на отдельных участках концентрация таких изношенных пиробов и хромшпинелидов достигает десятков, иногда сотен зерен на шлиховую пробу объёмом 30 литров. Степень изученности перечисленных регионов разная, но в целом недостаточная. Анализ

всего имеющегося фактического материала по ним свидетельствует о целесообразности проведения в настоящее время здесь в полном объеме поисковых работ, поскольку это ведёт только к картированию ореолов рассеяния весьма изношенных и неоднократно переотложенных и оторванных от коренных источников кимберлитовых минералов в бассейновых отложениях. На данном этапе опoискования следует провести комплексный анализ всего имеющегося материала и определить вероятные области сноса, которые впоследствии подвергнуть опoискованию применяемым в настоящее время комплексом методов в зависимости от геолого-ландшафтных условий. В первую очередь подобные работы необходимо осуществить в районе Кютюнгинского грабена и Тычанского алмазoносного района, где установлены алмазы преимущественно октаэдрического габитуса, обычно характерные для богатых кимберлитовых трубок. В этой связи необходимо отметить широкое развитие бассейновых, преимущественно тонкозернистых фаций, формирование которых обусловлено общим погружением территории при ингрессии бассейна в центральной части Тунгусской синеклизы. Залегают они здесь обычно без размыва. Практически мы имеем дело здесь с погребенным палеорельефом, сформированным еще до эпохи стабилизации территории и образования кор выветривания и незначительно измененными в последующее время. Этот вывод вытекает из анализа доверхнепалеозойских поверхностей выравнивания, развитых на породах верхнего палеозоя. В таких сложных условиях поисков на первый план в полной мере выступает использование, наряду с другими признаками (минералогическими) и предпосылками (геофизическими, литолого-фаціальными, палеогеоморфологическими и др.) поискового прогнозирования, структурно-тектонических критериев на всех стадиях алмазoпоисковых работ. Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов представляют собой сложную систему методов и методик, обусловленную специфическими условиями формирования, а также структурно-тектоническими особенностями их сонахождения. Наряду с основными общими признаками, каждая кимберлитовая трубка и любой ореол рассеяния ИМК и самих алмазов характеризуется своими, только им присущими чертами. При этом пространственное размещение данных трубок и ореолов, их количественные и качественные параметры находятся в зависимости от истории геологического развития того или иного региона, обусловившей проявление алмазoносного кимберлитового магматизма (алмазoносные кимберлитовые тела располагаются в пределах архейских ортократонов в пересекающих их разломах зон тектонической активизации) и палеогеографические обстановки формирования россыпewмещающих отложений, в том числе гранулометрический и вещественный состав последних. Величина эрозионного среза кимберлитовых трубок определяет объём переведенных в древние коллектора алмазов и ИМК, а структурно-тектонические особенности развития региона обуславливает литолого-фаціальные условия формирования продуктивных на алмазы горизонтов древних и современных толщ. Опыт поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в различных районах СП свидетельствует о необхо-

димости дифференцированного подхода к изучению условий образования различных фаций алмазоносных верхнепалеозойских и мезозойских отложений континентального и прибрежно-морского генезиса и, прежде всего, определения их специфических особенностей. В соответствии с результатами такого изучения надо изменять методические приемы поисковых работ на алмазы. При этом необходимо их комплексное исследование с применением структурно-тектонического, литолого-фациального и формационно-циклического анализов, что позволит локализовать конкретные площади, благоприятные для формирования древних россыпей и по ним обнаруживать кимберлитовые трубки. Эти выводы важно учитывать при постановке поисковых работ в известных и новых районах не только Сибирской алмазоносной провинции, но и в других перспективных на алмазы регионах.

АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИЯ ТАЛЛОВОГО ПЕКА В БУРОВЫХ РАСТВОРАХ

Иванов А.Г., Скрыбин Р.М., Туги Э.Р., Атласов Р.А.,

Бердыев С.С., Николаева М.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Талловый пек - черное или темно-коричневое смолоподобное вещество является кубовым остатком ректификации таллового масла. Состоит из нейтральных и окисляемых органических веществ (48-55%), смоляных кислот (10-15%), жирных кислот (35-39%). Являясь доступным и относительно дешевым возобновляемым сырьем растительного происхождения, обладающий ценными свойствами, талловый пек 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.

В нефтегазовой отрасли талловый пек применяется в качестве добавки в буровые растворы для улучшения их характеристик. Основным качественным показателем применения данного сырья является снижение фильтрационных свойств бурового раствора на водной и углеводородной основе за счет формирования слабопроницаемой эластичной корки. Так же он выступает как регулятор реологических, ингибирующих и смазочных свойств бурового раствора [1,2].

У таллового пека нестабильный химический состав и низкая температура размягчения, которые вызывают определенные трудности при его применении. Поэтому для улучшения физико-химических, технологических и потребительских свойств таллового пека целесообразно, используя реакционную способность ком-

понентов, входящих в состав таллового пека, его модифицирование различными веществами

Для придания талловому пеку необходимых технических свойств предложены разные способы его обработки путем добавления различных веществ. Существует способ модификации таллового пека путем обработки его известью (5 % от массы пека) [3], а также добавки ацетата кальция. Температура размягчения модифицированного пека при использовании оксидов Ca и Mg повысилась до 40°C, а в случае добавки ацетата кальция – до 80,5°C.

Также проводят активацию таллового пека моногидридом серной кислоты с последующей выдержкой полученной смеси при температуре 200-220°C в течение 4 ч. Для улучшения свойств, повышения структурной вязкости, температурной устойчивости в пек дополнительно вводили мелкодисперсный гидролизный лигнин.

В основном талловый пек используется в составе реагентов, предназначенных для улучшения и стабилизации тех или иных характеристик бурового раствора.

Так известен реагент для обработки бурового раствора, содержащий следующие ингредиенты (масс. ч.): талловый пек – 100; гидроксид натрия – 8-16; лигнин – 10-60. Его получают путем смешения ингредиентов при температуре нагревания до 150-220°C в течение 1-2 ч. Реагент получается твердый, хрупкий, водорастворимый, легко подвергается размолу до порошка. Полученный реагент повышает коагулирующие свойства бурового раствора и его глиноёмкость [4].

Для получения термостойких гидрофобных эмульсионных буровых растворов в качестве эмульгаторов можно использовать продукты взаимодействия таллового пека с неорганическими полимерами (силикат натрия, алюминат натрия и др.). Такие эмульгаторы обладают, высоким эмульгирующим действием, их использование позволяет повысить термостойкость, устойчивость и стабильность буровых растворов [5,6,7]. Эффективная добавка таллового пека к эмульсионным буровым растворам составляет 2,3-4,6% [8].

Известны реагенты, выпускаемые преимущественно в виде твердых агрегатов (плава). Для их растворения и дальнейшего использования в технологическом процессе на буровой требуется нагревать воду. Реагенты в более технологичном порошкообразном виде практически не изготавливают из-за их высокой гигроскопичности, способности легко размякаться и вновь образовывать однородную массу. Существует метод, при котором после дробления твердой массы плава, полученные гранулы реагента опыляли тонкодисперсными материалами – тальком или мраморной мукой. После этого явления «слеживаемости» не наблюдались.

После проведения анализа рынка реагентов для буровых растворов, получены данные, из которых следует, что на данное время широкое распространение получил низкомолекулярный реагент на основе смеси сложных эфиров жирных и смо-

ляных кислот, оксикислот и полимеризованных кислот, образующий масло-водорастворимые суспензии и эмульсии - омыленный талловый пек (ОТП). Характеризуется тем, что обладает капсулирующими и ингибирующими свойствами, уменьшает степень и скорость набухания глин различного состава, стабилизирует стенки скважины, уменьшает фильтрацию всех видов буровых растворов на водной и углеводородной основе до значений, близких к нулю. Обладает поверхностно-активными, смазочными и антикоррозионными свойствами, эффективный эмульгатор и стабилизатор (структурообразователь) нефтяных эмульсий. Применяется в карбонатных породах для предотвращения гидратации глинистых отложений.

Существует так же тампонирующий раствор с применением омыленного таллового пека для изоляции поглощающих пластов, содержащий талловый пек, хлорид натрия (алюминия или кальция) и воду в соотношении: (1,32-7,20):(0,53-2,90) остальное вода. Тампонирующий состав готовится следующим образом: сначала закачивают в пласт раствор омыленного таллового пека, далее прокачивают раствор соли, в результате их перемешивания происходит образование закупоривающего материала.

Использование таллового пека в процессе бурения не только экономически обоснованно, но и позволяет решить вопросы утилизации отходов, сохранения экологического равновесия природной среды, а также сокращает транспортные расходы. Кроме того, применение данного продукта снижает стоимость реагентов, что в условиях рыночной экономики становится превалирующим фактором. Применение таллового пека в рецептурах буровых растворов является перспективным направлением.

Литература:

1. 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.
2. 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.
3. А.с. 992560 СССР. Способ получения модифицированного таллового пека / М.П. Бердников (СССР) // Бюл. изобр. 1983. - №4. - С. 34
4. Пат. 2062142 (РФ). Эмульгатор инвертных эмульсий / АО «Химеко-Ганг» // Бюл. изобр. - 1996.
5. Пат. 2064808 (РФ). Пеногаситель / В.Н. Папков, Е.В. Кирчевская, Л.Б. Аксененкова // Бюл. изобр. - 1996.
6. Пат. 2126884 (РФ). Состав для извлечения нефти / Д.А. Хисаева, О.Г. Гафуров, Р.Х. Алмаев // Бюл. изобр. - 1999.

7. А.с. 1693018 (СССР). Смазочная добавка для глинистых буровых растворов / В.А. Рунов, Ю.Н. Мойса,
8. Пат. 2101318 (РФ). Способ обработки бурового раствора / Б.А. Андресон, И.В. Утяганов, А.М. Хафизов // Бюл. изобр. - 1998.

СИСТЕМАТИКА АМФИБОЛОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МАССИВА ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА

**Иванов А.И.,¹ Кравченко А.А.,¹ Зайцев А.И.,¹
Бикбаева Е.Е.,¹ Прокопьев И.Р.^{2,3}**

- 1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
2 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
3 - Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, г. Новосибирск*

Важнейшей проблемой геологической науки является установление физико-химических условий (параметров) процессов породо- и рудообразования. Одним из направлений для ее решения служит всестороннее изучение отдельных минералов, как источников объективной первичной информации об условиях их образования. Информативность и распространенность амфиболов в магматических породах делает эту минеральную группу весьма перспективной для решения вопросов формирования пород и связанных с ними месторождений [1].

Джелтулинский массив расположен в северо-восточной части Тыркандинского золоторудного района среди вмещающих его докембрийских метаморфических комплексов (В.Г. Ветлужских, 1990). Площадь выходов массива на поверхность составляет 120 км². В строении массива выделяется 6 групп пород [2]:

Пуласкиты (1 группа) слагают краевые части массива, субщелочные сиениты (2 группа) – его центральную часть. Лаурвикиты (3 группа) и гранодиориты (4 группа) формируют – секущие массив штоки, породы 5 и 6 группы – дайки и небольшие тела. Форма массива и положение секущих его тел определяется совокупностью контролирующих магматизм разрывных нарушений, главными из которых являются разломы ССЗ и СЗ простирания, ограничивающие массив вдоль длинной оси в ЮЗ и СВ частях, второстепенными – разломы ССВ и СВ простирания, контролирующие размещение секущих штоков и большинства дайковых тел. В пространственной ассоциации с первой группой пород обнаружены положительные аномалии Th и U, с пятой группой пород Au и Ag [2].

Формирование пород массива происходило в мезозойскую эпоху тектономагматической активации Алдано-Станового щита. По данным Rb-Sr датирования пуласкиты 1 группы пород внедрялись 138±1 млн. лет назад. Для них харак-

терно относительно низкое первичное отношение изотопного состава Sr ($I_0=0.7064\pm0.00005$) свидетельствующее о формировании пород либо из обогащенного мантийного резервуара, или об участии в их образовании смешанных корово-мантийных процессов. Для лаурвикитов и трахитов (5 и 6 группы) получены наиболее молодые Rb-Sr даты (110 и 109 млн. лет, соответственно). Их первичные изотопные отношения ($I_0=0.7078$) отвечают более радиогенному составу Sr и предполагают относительно большую роль в их образовании коровых процессов.

Амфибол в рассматриваемых породах присутствует в количестве от 3 до 25%, содержание его увеличивается от 1 – к 5 группе пород. В породах 6 группы амфиболы не обнаружены. Породы 4 группы не изучались. Амфибол представлен таблитчатыми, чаще неправильной формы зернами и заметно плеохроирует по Ng в зеленых, бурых и по Nm от бледно-бурых до бледно-зеленых тонах, угол погасания до 25° , угол между направлениями спайности до 60° . Крайне редко наблюдаются зональные кристаллы амфибола. При оптическом определении в породах 2 и 3 групп массива выделяется две генерации минерала: 1) ранняя генерация - в виде порфировых выделений, замещает пироксен, образуя зачастую полные псевдоморфозы и сохраняя идиоморфную форму первичного минерала, представлена буро-зеленой роговой обманкой. Роговая обманка ранней генерации часто выполняет мономинеральные шпировые и шпироподобные скопления. 2) поздняя генерация – представлена мелкими прямоугольными, неправильной формы зернами, нередко в виде скоплений в ассоциации с биотитом, расположенные вдоль зон роста порфировых кристаллов КППШ. Также как и биотит, она подвержена опацизации.

Выполнены микрозондовые исследования амфиболов на приборе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20Кв в ИГАБМ СО РАН. Содержание H_2O и галогенов не были определены. Исходя из рекомендаций [3] пересчет химических анализов на стандартную формулу амфиболов был осуществлен на 23 (O) с предполагаемыми 2 (OH, F, Cl). Исходя из расчетов [3,4], рассматриваемые минералы относятся к группе кальциевых амфиболов, для которых характерны следующие параметры $(Ca+Na)_B > 1,50$, $Na_B < 0,50$ и $Ca_B \geq 1,50$. По содержанию щелочей $(Na+K)_A \geq 0,50$ [3] рассматриваемые амфиболы в целом относятся к субщелочным разновидностям и в большей мере представлены эденитами, реже Мг-гастингситами и Fe-паргаситами. От пород первой группы к пятой, в амфиболах наблюдается уменьшение $(Na+K)$ составляющей – относительно Ca и увеличение содержаний Si. Средние значения $(Na+K)/Ca$ для амфиболов 1 группы максимальные и равны 0,38, 5 группы минимальные и равны 0,2, содержания SiO_2 характеризуются обратной закономерностью и равны соответственно 43.8% и 48.7%, Fe составляющая относительно Mg, характеризуется высокими значениями в породах 1 и 5 групп, и низкими в породах 2 и 3 групп.

Таким образом, амфиболы рассматриваемых пород относятся к кальциевым щелочным разностям и представлены эденитами, реже Mg-гастингитами и Fe-паргаситами, изменение состава которых отражает смену условий их кристаллизации. Амфиболы пуласкинов 1 группы характеризуются сравнительно высоким для пород массива содержанием щелочей, лаурвикитов 5 группы – высоким содержанием кремния, что в совокупности с изотопным составом Sr пород может являться показателем различной степени влияния мантийных и коровых процессов на их формирование. Наблюдается положительная корреляция состава амфиболов с типом пространственно связанной минерализации, повышенной щелочности с Th и U, повышенной кремнистости с Au и Ag аномалиями, железнитости амфиболов с обоими типами минерализации.

Работа выполнена при поддержке Партнерским интеграционным проектом СО РАН №99.

Литература:

1. Архангельская В.В. Типоморфизм щелочных амфиболов различных рудоносных пород. Новые данные о типоморфизме минералов. М.: 1980, с. 225-227.
2. 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.
3. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. P. 219-246.
4. Yavuz F. A program to classify microprobe and wet chemical amphibole analyses according to the IMA (1997) nomenclature scheme. – Istanbul, 1990.

СИСТЕМАТИКА БИОТИТОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МАССИВА ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

**Иванов А.И.,¹ Кравченко А.А.,¹ Зайцев А.И.,¹
Бикбаева Е.Е.,¹ Прокопьев И.Р.^{2,3}**

- 1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
2 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
3 - Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, г. Новосибирск*

Типоморфизм породообразующих минералов широко используется для установления условий образования различных типов магматических пород и для оп-

ределения их формационной принадлежности. В частности биотит, как один из наиболее информативных минералов, применяется для характеристики условий образования пород, ряда общих актуальных вопросов их генезиса, а также для оценки их рудоносности [5,4,2].

Породы массива относятся к мезозойской эпохе тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита, расположены в северо-восточной части Тыркандинского золоторудного района и вмещаются породами докембрийских метаморфических комплексов (В.Г. Ветлужских, 1990). Желтулинский массив имеет площадь выходов на дневную поверхность 120 км². В строении массива выделяются шесть групп пород [3]:

Пуласкиты (1 группа) слагают краевые части массива, субщелочные сиениты (2 группа) – его центральную часть. Лаурвикиты (3 группа) и гранодиориты (4 группа) формируют – секущие массив штоки, породы 5 и 6 группы – дайки и небольшие тела. Форма массива и положение секущих его тел определяется совокупностью контролирующих магматизм разрывных нарушений, главными из которых являются разломы ССЗ и СЗ простирания, ограничивающие массив вдоль длинной оси в ЮЗ и СВ частях, второстепенными – разломы ССВ и СВ простирания, контролирующие размещение секущих штоков и большинства дайковых тел. В пространственной ассоциации с первой группой пород обнаружены положительные аномалии Th и U, с пятой группой пород – Au и Ag [3].

По данным Rb-Sr датирования возрастная интервал формирования пород массива (1, 5 и 6 группы) составляет 138-109 млн. лет. Пуласкиты 1 группы пород внедрялись 138±1 млн. лет и характеризуются наиболее низким первичным изотопным составом Sr ($I_0=0.7064\pm0.0005$) свидетельствующим о формировании их либо из обогащенного мантийного резервуара, либо об участии в их образовании смешанных корово-мантийных процессов. Для поздних лаурвикитов и трахитов (5 и 6 группы) получены наиболее молодые датировки (110-109 млн. лет). Их первичные изотопные отношения ($I_0=0.7078$) соответствуют более радиогенному составу Sr и могут указывать на относительное усиление при их образовании коровых процессов.

Биотит в рассматриваемых породах присутствует в количестве от 3 до 5%. В породах массива и дайках он отмечается в виде изоморфных зерен или пластинчатых выделений неправильной формы, в трахитах в виде удлиненных лейст. Имеет коричневую окраску, плеохроирует от светло-коричневого до темно-коричневого, почти черного цветов, характеризуется прямым погасанием. В породах 3 группы биотиты представлены двумя генерациями (выделены кристалло-оптическими методами исследования): ранняя генерация выделяется более крупными самостоятельными пластинками основной массы, а также выполняющие каймы вокруг шлировых скоплений других темноцветных минералов. Поздняя генерация представлена тонкими лейстами, микротабличками и чешуйками, развивающиеся по амфиболу и/или пироксену заполняющие межзерновое простран-

ство калиевых минералов. Биотит подвержен опацизации в основном в породах первой и второй групп, нередко почти полностью замещаясь продуктами вторичных изменений.

Биотиты из 1, 2, 3, 5 и 6 групп пород были изучены при микрозондовых исследованиях выполненных (прибор JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 Кв в ИГАБМ СО РАН). Во всех исследованных биотитах массива и секущих его тел отношение Mg:Fe меньше 2:1. Железистость (f) биотитов колеблется в пределах 40,21-45,09 для первой группы пород массива, 32,26-45,36 – второй и 42,46-47,14 – третьей. В дайках железистость (f) биотитов 36,62-38,69, в трахитах 47,87-52,31. Глиноземистость биотитов (al') первой группы пород 16,22-17,09, второй группы 16,03-18,52 и третьей – 15,61-17,01. Глиноземистость биотитов в дайках 15,59-18,49, в трахитах 18,22-19,04.

Глиноземистость биотита является показателем щелочности расплава из которого он образуется [4]. По соотношению $Si/Al - (Mg+Fe)/Al$ биотиты пород 1 группы относятся к слюдам аннит-флогопитового ряда, что свидетельствует о повышенной щелочности исходного расплава, биотиты пород 2 и 3 группы – относятся к истонит-сидерофиллитовому и аннит-флогопитовому ряду и принадлежат как к щелочным, так и субщелочным расплавам. По тем же параметрам биотиты даек и тела трахитов практически целиком относятся к слюдам истонит-сидерофиллитового ряда и характеризуются субщелочной спецификой их расплава. По соотношению железистости и содержаниям фтора [1], 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.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Биотиты рассматриваемых пород в целом принадлежат к аннит-флогопит-истонит-сидерофиллитовому ряду.
2. Биотиты исключительно аннит-флогопитового ряда встречаются только в первой группе пород массива и являются производными мантийного расплава.
3. Биотиты аннит-флогопитового и истонит-сидерофиллитового ряда совместно встречаются только во второй и третьей группе пород и являются производными, как мантийного расплава, так и коровой составляющей.
4. Биотиты исключительно истонит-сидерофиллитового ряда встречаются только в пятой и шестой группах пород, источники для них пока не ясны.
5. По изученным нами составам биотитов можно предположить о существование двух источников – как корового так и мантийного, что в целом подтверждается данными изотопного состава пород.

Работа выполнена при поддержке Партнерского интеграционного проекта СО РАН №99.

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. АН СССР. Сер. Геол. 1965. №3. С. 20-37.
5. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral., 1985, N 9. P. 1228–1272.

О СОСТОЯНИИ И ПУТЯХ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ УЧЕБНЫХ ПОЛИГОННЫХ ПРАКТИК СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ФАКУЛЬТЕТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО УНИВЕРСИТЕТА

Иванов Н.Н.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, dyann112@rambler.ru

Геологоразведочный факультет Северо-Восточного федерального университета имени М.К.Аммосова для обеспечения учебного процесса подготовки студентов по специализации «Геологическая съемка, поиски и разведка МПИ» имеет два учебных полевых полигона: Нохтуйский общегеологический на базе одноименного стратотипического опорного разреза пород верхнего рифея, венда и нижнего кембрия в Олекминском улусе и Томпонский геолого-съемочный в районе развития мощных толщ верхней перми и нижнего-среднего триаса в Южном Верхоянье.

В последние годы за счет средств инновационного проекта (2006-2008 гг) и Программы развития СВФУ (2010-2014 гг) значительно укреплено материально-техническое обеспечение практик. Полигоны обеспечены транспортными средствами (вахтовка на базе автомобиля «Нефаз», резиновыми лодками «Фрегат-5» с моторами Меркури-30), современной спутниковой связью, портативными радиостанциями «FT—817», автономными источниками электроэнергии, средствами локального позиционирования (GPS-навигация), карманными компьютерами со

встроенными GPS MyPal A639, качественными картографическими материалами. Отлажены и совершенствуются бытовые условия баз практик.

Территория Нохтуйского полигона по совокупности ландшафтно-климатических и геологических условий является уникальным полигонным объектом, полностью отвечающим требованиям полевой обще-геологической практической подготовки студентов первого курса специальности «Прикладная геология». Участок базы полигона и береговые аллювиально-ледниковые отложения р.Лены представляют собой эталонную площадку для натурного изучения современных геологических процессов (выветривания, эрозии, аккумуляции, склоновых и карстовых явлений), а также, геоморфологического и геодезического картирования.

Основной геологический объект полигона – Нохтуйский опорный разрез пород верхнего рифея, венда и нижнего кембрия (протяженностью около 3 км) в силу полноты стратиграфических подразделений и своей доступности для детального изучения давно признан геологической общественностью в качестве одного из стратотипических для перечисленных древних отложений. Прекрасная обнаженность, благоприятные для наблюдения условия залегания толщ, пестрота их состава, наличие фаунистических остатков, проявления в разрезе основного магматизма, широкое развитие классических тектонических деформаций (крупные флексурообразные перегибы слоев, мелкая складчатость и межпластовые срывы, разнообразие малых структурных форм) позволяют студентам наглядно ознакомиться с широким спектром геологических процессов и их производными.

Существующее методическое обеспечение практики имеет возможности для дальнейшего совершенствования. Методические указания по практике (Колодезников И.И., Рукович В.Н., Сластенов Ю.Л., Семенов В.П., 1992) содержат все необходимые сведения и рекомендации, изложены весьма доходчиво и вполне восприимчивы для студентов первого курса. С другой стороны, очевидно назрела необходимость его переиздания и существенного дополнения в части насыщения доходчивым иллюстративным материалом, современными методиками полевого изучения осадочных пород, магматических образований, структурных геологических элементов (возможно, просто в форме обзора). Отсутствие на базе практики комплекта демонстрационных стендовых материалов (обзорных геологических карт и разрезов района полигона, наглядных структурно-тектонических схем, сводного абриса Нохтуйского опорного геологического разреза, эталонной коллекции пород) легко восполнимо и крайне необходимо для качественного обучения студентов.

Учитывая начальную ступень полевой адаптации студентов первого курса и низкий уровень их базовой довузовской подготовки, в современных условиях крайне актуальным является увеличение численности преподавательского состава, обеспечивающего практику, как минимум до соотношения 1 преподаватель на 1 учебную бригаду (6-8 студентов). Это позволит в большей степени индивидуа-

лизировать обучение и даст ощутимый положительный эффект в повышении качества их геологической подготовки.

Как отмечено ранее, ландшафтные условия базы Нохтуйского полигона с его многоуровневым террасовым строением, проявлениями карстовых форм рельефа, эрозионными процессами идеальны для проведения полноценной, практически ориентированной на обеспечение геологических работ, учебной геодезической практики, совмещение которой с общегеологической практикой проводилось в прошлые годы и незаслуженно было отменено. На основе результатов геодезического картографирования возможна организация и проведение специализированных геоморфологических маршрутов, как части общегеологических наблюдений. В последующем, уже на базе Томпонского полигона в иных ландшафтно-геологических условиях, приобретенные знания и навыки студентов могут использоваться и углубляться при проведении полноценного геоморфологического картирования.

В отношении Томпонского полигона существуют также единодушные положительные авторитетные отзывы побывавших там в разное время ведущих геологов страны (В.Е.Хаин, Е.Е.Милановский, И.В.Высоцкий, Б.А.Соколов, В.И.Славин, А.А.Верчеба и др.), свидетельствующие о его исключительной полноценности как учебной полевой базы подготовки студентов-геологов. Учебно-методическое обеспечение геолого-съёмочной практики на Томпонском полигоне оформлено в форме двух учебных пособий: «Геолого-съёмочная практика» (часть 1, 2005 г), «Учебная геолого-съёмочная практика на Томпонском полигоне имени В.И.Коростелева» (часть 2, 2011 г), авторы – Жижин В.И., Никитин В.М., Оксман В.С., Дмитриев П.С., Рожин С.С., Пуляев Н.А., Филиппов В.Р. Пособия по грамотной структуре, полноте содержаний, стилистике изложения материала, оформлению могут служить эталоном для подобного рода изданий.

Уникальная геологическая ситуация на площади Томпонского полигона, где развиты надежно стратифицированные отложения пермских и триасовых пород, проявления эффузивного, интрузивного магматизма и связанного с ним оруденения, разномасштабные разломные и складчатые структуры, позволяет преподавать студентам не только азы методики геологической съёмки, но и навыки полевых специализированных структурно-тектонических, литолого-петрографических исследований, первичной документации и опробования рудных образований. Целесообразно в большем объеме внедрять на базе полигона эти направления практической подготовки будущих специалистов. Этим самым уже на данном этапе полевого обучения у студентов могут целенаправленно формироваться основы успешного освоения последующих прикладных дисциплин поисково-разведочного цикла.

Таким образом, оба учебных полевых полигона ГРФ СВФУ уникальны по геологическим характеристикам, имеют многолетнюю историю, сложившиеся традиции, играют ключевую роль в формировании будущих специалистов геологов. Наполнение полевых учебных практик новым методическим содержанием,

учитывающим современные тенденции развития профессионального образования и геологической отрасли является насущной задачей профессорско-преподавательского состава факультета.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНДРЕЙ-ТАССКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МАКСИМУМА (ЯНО-ИНДИГИРСКИЙ СЕГМЕНТ ЗОНЫ ЧЕРСКОГО)

Имаева Л.П.¹, Имаев В.С.¹, Козьмин Б.М.²

1 – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

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

Современная активная тектоника Верхояно-Колымских мезозоид связывается с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока (супертеррейна), пространственно занимающего место ранее показанного на ряде тектонических карт Колымо-Омолонского массива [1, 2, 3]. Результатом столкновения этих структур явилось появление сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях, включающих толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклиналий и антиклиналий Верхояно-Колымской складчатой области. В пределах территории расположения мезозоид выделяется внешняя часть, состоящая из Верхоянского складчатонадвигового пояса, примыкающего к Сибирской платформе и внутренняя, включающая ряд интенсивных складчатых линейных зон и блоков земной коры. Границей внутренней и внешней зоны служит Адыча-Тарынский разлом [1, 3].

Одной из крупных неотектонических структур на востоке сейсмотектонической зоны Черского (СЗЧ) является Момский хребет, сложенный морскими отложениями поздней юры, интенсивно дислоцированными в систему линейных складок северо-западного простирания. Прилегающий к нему с востока Индигиро-Зырянский прогиб представлен меловыми и кайнозойскими отложениями большой мощности (более 3 км), которые далее к северо-востоку сменяются осадками Яно-Индигирской низменности. Момский хребет протягивается от верховьев р. Ясачной (притока р. Колымы) на юго-востоке вдоль северо-восточного борта Момо-Селенняхской впадины до коленообразного изгиба р. Индигирки на северо-западе, где его орографическим продолжением на левом берегу Индигирки служит кряж Андрей-Тас. В современное время Момский хр. вовлечен в интенсивное поднятие с формированием разноранговых разломов различных кинематических типов. По своему простиранию он окаймлен системой надвигов и взбросов. В срединной части хребта широко развиты разломы сдвиговой кинематики [3]. С юго-запада он ограничен веерообразно расходящейся системой взбросо-надвигов. Основной фон здесь создает среднегорный тип рельефа с абсолютными высотами

1500-1800 м. В центральной части Момского хребта развито высокогорье (до 2500 м) с широким проявлением в современном рельефе свежих форм ледниковой деятельности, придающих альпинотипный облик этой территории. Низкогорье распространено лишь по периферии структуры и имеет сглаженные округлые формы рельефа с широкими пологими вершинами.

Компактное изометричное строение прямоугольной формы имеет примыкающая с северо-запада к Момскому хребту морфоструктура кряжа Андрей-Тас. Это высокогорный неотектонический блок достигает высоты 1426 м. На мелко-масштабных космоснимках уверенно следится его тектоническое ограничение по надвигам вдоль северной и южной границ. В центре структуры отчетливо дешифрируется сводовое поднятие, образующее кольцевую структуру радиусом 15 км, которое пересекается линеamentом длиной до 50 км.

Момо-Селенняхская впадина, расположенная к юго-западу от Момского хребта, представлена цепочкой межгорных (Верхнеселенняхской, Кыринской, Нижнемомской, Верхнемомской и др.) долин и рядом других небольших депрессий, сформированных в условиях растяжения. Они выполнены мощной толщей вулканогенно-осадочных и лагунно-континентальных отложений поздней юры и раннего мела. Осадки смяты в пологие складки субширотного простиранья, осложненные складчатостью более высоких порядков.

Структурно-тектонические особенности СЗЧ указывают на развитие здесь в позднем кайнозое как условий растяжения и рифтовых процессов (наличие кайнозойских впадин, коровой и мантийной неоднородности, высокого теплового потока, базальтоидного вулканизма и др.[3]), так и обстановки сжатия, обусловленной парагенезисом современных сейсмоактивных разломов и параметрами фокальных механизмов местных землетрясений [2, 3, 4]. Так, Момо-Селенняхская впадина ограничена системами взбросов и надвигов, в меньшей степени сбросов. Их кинематика устанавливалась по данным дешифрирования разномасштабных аэро и космоснимков, а также заверялась на отдельных участках результатами натурных наблюдений. В пределах СЗЧ выявлен также ряд сеймотектонических и складчатых дислокаций, в том числе внутри Момо-Селенняхской впадины [3].

В становлении современного рельефа и формировании морфоструктур СЗЧ одну из основных ролей играют разломы, активизированные в кайнозое. Анализ их морфо-кинематических характеристик по данным геолого-структурных, морфотектонических и сейсмологических исследований показал, что на данной территории развиты, главным образом, сдвиги, надвиги и взбросы [1–4]. Так, крайним северо-восточным ограничением СЗЧ служит Мятисский надвиг, который прослеживается вдоль северо-восточного подножья Момского хребта в зоне его сочленения с Индигиро-Зырянским прогибом на расстояние более 700 км. Кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба на границе с кряжем Андрей-Тас дислоцированы в складки и надвиги. Об этом свидетельствует характер тектонических деформаций, изученных в отложениях правых притоков р. Селеннях (Томтор, Никандя, Чалкин и др.), стекающих с северных склонов кряжа в Инди-

ги́ро-Зыря́нский проги́б. Вдоль осевой части Момского хребта выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский разломы. Первый – трассируется предположительно от Туманского хребта в Северном Приохотье до р.Зырянка, берущей начало с северо-восточных склонов Момского хребта. Разлом служит северо-восточным ограничением Сеймчано-Буюндинской впадины. В магнитном поле указанный разлом выявляется по цепочке аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает отчетливая гравитационная ступень [1, 3]. Характер расположения кулис этого разлома, в полостях которых заложились мини-впадины растяжения, указывает на сдвиговые подвижки в зоне его влияния [3]. Илин-Тасский дизъюнктив вытянут почти на 500 км с юго-востока на северо-запад вдоль области сочленения Индигиро-Зырянского прогиба с горным поднятием Момского хребта и его орографическим продолжением на левом берегу р. Индигирки кряжем Андрей-Тас. Разлом надёжно диагностируется в геофизических полях. В пределах Момского хребта он представляет левый сдвиг с падением на юго-запад под углом в 40–60°. На его северо-западном фланге (кряж Андрей-Тас) выявлен ряд небольших взбросов и надвигов в виде «опрокидывания слоев и образования чешуйчатых структур» [1, 3] с падением на юг–юго-запад. Названный разлом также является крупной фронтальной границей, по которой древние толщи юры и мела Момского поднятия надвинуты на молодые кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба. Эта граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [1].

Представленная морфотектоническая характеристика этого региона находит яркое отражение в проявлениях современной сейсмичности. Именно здесь зафиксирован крупнейший на северо-востоке Азии Андрей-Тасский максимум сейсмической активности. За последние 30 лет инструментальными наблюдениями в зоне влияния сдвигов и надвигов, ограничивающих кряж Андрей-Тас, зарегистрировано до 10 тысяч местных землетрясений, в том числе свыше 20 крупных сейсмических событий, интенсивность которых в эпицентре достигала 6-10 баллов. Самыми сильными являлись 7- балльное Уяндинское 1984 г., 8-балльное Андрей-Тасское 2008 г. и 9-10-балльное Илин-Тасское (Абыйское) 2013 г. землетрясения. Параметры фокальных механизмов упомянутых событий в виде подвижек сдвига, надвига и взброса в их очагах подтверждают господствующую в СПЧ обстановку сжатия.

Таким образом, рассмотренные морфоструктуры и системы разрывных нарушений мезозойского возраста Андрей-Тасского блока испытывают в современное время омоложение, что позволяет говорить о усилении их сеймотектонической активности и повышении уровня сейсмической опасности территории СПЧ в целом.

Литература:

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского – М.: Наука, 1979. 207 с.

2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. – Якутск: Якутский научный центр, 1990. 138 с.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

4. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. – М.: Наука, 1984. 125 с.

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Иудин М.М.

СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск

Массив многолетнемерзлых горных пород является твердым телом, состоящее из минеральных частиц и кристаллов льда, находящуюся в естественном температурном режиме, и представляет многофазную систему, уровень которого формирует соотношение различных фаз (незамерзшая вода, газообразные вещества в порах, льдистость горных пород). Механическое поведение мерзлых горных пород в значительной мере определяется развитием термодинамических, тепло-массообменных, химических, физико-химических процессов жидкой, газообразной и твердой фазы в породном массиве.

В процессе нагружения со стороны породного массива минеральный скелет проявляет разные виды деформирования (упругое, пластическое, вязкое). Учитывая значительную область деформирования горных пород вокруг выработки, в зависимости от параметров распределения напряженного и прочностного состояния породного массива, можно предположить одновременность протекания разных видов деформаций в разных точках приконтурного слоя массива.

Практика показывает, что при сохранении пород вокруг выработки в мерзлом естественном состоянии условия обеспечения устойчивости породного обнажения более благоприятные, чем при оттаивании этих пород. Это объясняется цементирующим фактором замерзшей воды в порах и трещинах, которая соединяет трещиноватые породы в монолитные блоки и агрегаты, обеспечивая тем самым повышенную прочность мерзлых пород. При оттаивании льда нарушается монолитность, связность породного массива ослабевает сцепление отдельных кусков, блоков мерзлых пород. Вследствие этого изменяются прочностные и механические свойства пород в приконтурном слое массива. Кроме того, под влиянием изменяющейся геомеханической обстановки вокруг выработки по причине зависимости физико-механических свойств пород от температуры, происходят процессы, вызывающие дополнительное деформирование породного обнажения. Из-

менение основных механических свойств многолетнемерзлого массива пород связано с образованием зоны протаивания вокруг выработки.

Основная проблема прогноза устойчивости горных пород заключается в корректном определении напряженно-деформированного состояния, что в условиях многолетней мерзлоты осложняется необходимостью учета влияния температурных факторов на напряженно-деформированное состояние массива горных пород вокруг выработки. Влияние геокриологических условий на устойчивость горных пород вокруг горных выработок при подземной разработке исследовалось в плане воздействия на термомеханические процессы в породном массиве. При этом в геокриологические условия включались следующие параметры: температура, льдистость, влажность горных пород, мощность мерзлоты [1]. Влияние геокриологических условий на геомеханические процессы учитывались в виде температурной зависимости механических и прочностных свойств горных пород. Изучалось влияние образования зоны протаивания в многолетнемерзлом массиве горных пород на устойчивость породного обнажения горной выработки при ее проветривании в летний период [2].

В статье [3] предложена и обоснована геомеханическая модель оценки коэффициента Пуассона горных пород в многолетнемерзлом породном массиве вокруг горной выработки, которая определяется строением горных пород в зависимости от мерзлого или талого состояния. Это позволяет оценивать исходное напряженно-деформированное состояние многолетнемерзлого породного массива [4, 5] с учетом предложенных рекомендаций по расчету коэффициента Пуассона горных пород в зависимости от состояния температурного режима массива.

Нами на основе результатов многолетних исследований по тепловому и механическому взаимодействию многолетнемерзлых пород с крепью вертикального ствола удалось получить удобные для расчетов и достаточно надежные зависимости, которые максимально учитывают особенности протекания термомеханических процессов в мерзлых породах вокруг вертикальных выработок [6]. Методы расчета параметров взаимодействия крепи вертикальных выработок базируется на необходимости учета влияния изменения физико-механических свойств мерзлых пород под воздействием тепловых процессов на механизм нагружения и деформирования конструкции крепи. Данное положение позволило разработать расчетные схемы взаимодействия крепи вертикального ствола с оттаивающим мерзлым массивом горных пород, зависимости для расчета нагрузок на крепь и выявить основные факторы, влияющие на формирование нагруженности крепи выработки.

Таким образом, основные проблемы прогноза устойчивости многолетнемерзлых горных пород заключаются:

- отсутствуют методы прогноза напряженно-деформированного состояния массива горных пород при экстремальных условиях эксплуатации горных выработок;

- необходимо разработать достоверные методы прогноза напряженно-деформированного состояния массива горных пород при возникновении аварийных ситуаций в горных выработках;

- необходимо разработать методы проектирования крепления при возникновении аварийных ситуаций в горных выработках.

Решение данных проблем заключается в системном применении методов аналитических, экспериментальных и натурных исследований к массиву многолетнемерзлых горных пород.

Литература:

1. Иудин М.М. О влиянии геокриологических условий на процессы подземной разработки рудных месторождений Севера // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2011. - №ОВ10. – С.97-101.

2. Иудин М.М. Напряженное состояние массива горных пород с учетом зоны протаивания и пластических деформаций // Разведка и охрана недр. – 2013. – №12. – С.55-56.

3. Иудин М.М. Коэффициент Пуассона многолетнемерзлых горных пород // Руды и металлы. – 2012. - №5. – С.74-77.

4. Иудин М.М. Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород // Отечественная геология – 2011. - №6. – С.72-76.

5. Иудин М.М. Естественное напряженное состояние массива горных пород кимберлитовых месторождений // Вестник Якутского государственного университета. – Якутск. – 2009. – Т.6. - №2. – С.25-31.

6. Иудин М.М. Проблемы проектирования крепи горных выработок на рудниках Севера // Вестник Якутского государственного университета. – Якутск: ЯГУ, 2007. – Т.4. – №3. – С.38-44.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА (ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

Каженкина А.Г.

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

asiak@rambler.ru

Сопоставление внутренней структуры и химического состава самородного золота, с учетом геологических данных, позволяет определить генетическую связь россыпных месторождений с коренными источниками и установить продолжительность его пребывания в различных экзогенных условиях. Выявление внутренних структур в россыпном золоте является дополнительным критерием при установлении генезиса, за счет каких источников формировались золотоносные россыпи (древние золотоносные коллекторы или золоторудные первоисточники).

Впервые, классификация внутреннего строения самородного золота предложена Н.В. Петровской [3,4], позднее дополнена работами Л.В. Николаевой [2], Н.Е. Савва [6], Г.С. Попенко [5] и др.

С этой целью было исследовано внутреннее строение россыпного золота из различных водотоков Лено-Вилуйского междуречья. Для изучения особенностей внутреннего строения самородного золота, вмонтированные в шашку золотины, подвергались химическому травлению. Травление золота проводилось реактивом на основе азотной и соляной кислот, с добавлением хромового ангидрида, хлористого железа и тиомочевины (Петровская и др., 1980). Реактив наносился на поверхность отполированного шлифа. Травление зерен в шлифе осуществлялось многократно (по 10–15 сек), в промежутках шлиф промывался в воде. В процессе травления на поверхности золотин появлялась тонкая радужная пленка. Для ее снятия на шлиф наносился раствор аммиака, который через 10 сек, смывался под струей холодной воды. Полученное внутреннее строение золотин после каждого этапа травления фотографировалось на поляризационном микроскопе Axsioplan 40 фирмы Zeiss в отраженном свете.

Результаты изучения внутреннего строения россыпного золота Лено-Вилуйского междуречья показали, что подавляющее большинство россыпного золота пробностью до 999‰ (60%) имеет полностью перекристаллизованную структуру. Для многих из них типичны мощные высокопробные оболочки (от 10 до 60 мкм) с реликтами среднепробного и низкопробного эндогенного золота (рис. 1, а, б, в, г). Пробность высокопробных оболочек золота варьирует от 950 до 999‰, а реликтов эндогенного золота от 630 до 890‰. Длительное пребывание золота в экзогенных условиях сопровождается увеличением мощности и уплотнением высокопробной оболочки, что приводит к облагораживанию золотин, за счет выноса из него серебра и других микропримесей. В единичных золотилах наблюдаются структуры пластических деформаций в виде многочисленных линий трансляций (рис. 1, д). Пластические деформации приводят к полному или частичному исчезновению в золоте первичной гипогенной зернистой структуры, и оно приобретает слоистое строение, что свидетельствует о длительном пребывании россыпного золота в экзогенных условиях и его неоднократном переотложении.

Характерной особенностью внутренних структур россыпного золота из русловых отложений рч. Сергелях, Буягинская Нюччуку, Бага-Юрях и Бурустур (около 15%) является широкое развитие межзерновых высокопробных прожилков (рис. 1, е, ж, з, и), которые представлены линзообразными или нитевидными выделениями различной протяженности и мощности. Выявленные межзерновые прожилки иногда соединяются с высокопробными оболочками и отличаются весьма высокой 950-998‰ не зависящей от пробности первичных зерен.

Пробность золота межзерновых прожилков изменяется в одних и тех же пределах как у высокосеребристого, так и у исключительно высокопробного золота. По данным Л.Н. Николаевой [1] межзерновые высокопробные прожилки возни-

кают в зернистых агрегатах самородного золота во время пребывания его в зонах окисления, в корях выветривания, а также в россыпях.

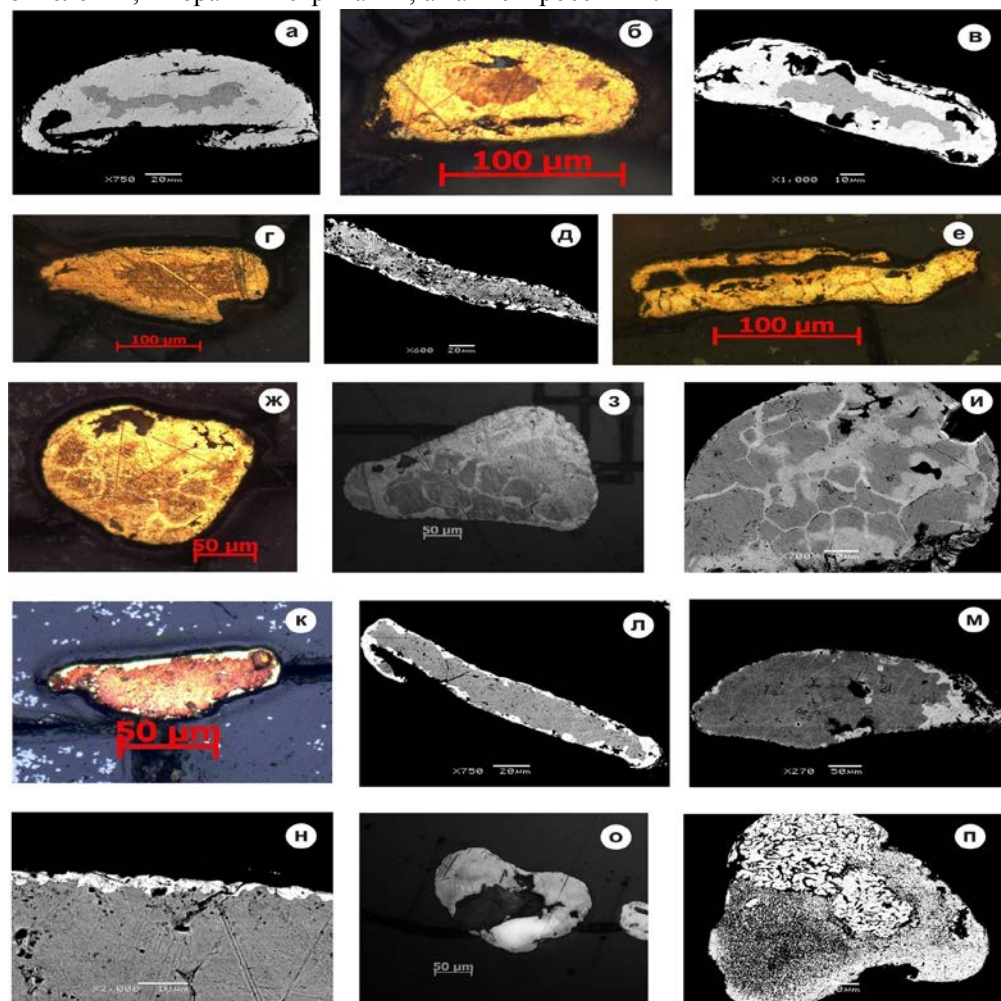


Рис.1. Внутренние структуры россыпного золота Лено-Вилуйского междуречья а, б, в, г- мощные высокопробные оболочки с реликтами среднепробного и низкопробного эндогенного золота; д- структуры пластических деформаций в виде многочисленных линий трансляций; е, ж, з, и- межзерновые высокопробные прожилки; к, л, м, н- очень тонкие и фрагментарные высокопробные оболочки на среднепробном и низкопробном золоте; о- двухфазное золото; п- мозговидное и пористое внутреннее строение.

Ряд золотинок характеризуется очень тонкими и фрагментарными высокопробными оболочками на среднепробном и низкопробном золоте (рис к, л, м, н). В россыпном золоте, приуроченном к зоне Кемпендяйских дислокаций, обнаружено двухфазное золото (рис. 1, о). Единичные золотины имеют мозговидную и порис-

тую внутреннюю структуру (рис. 1, п), характерную для золота близповерхностных низкотемпературных месторождений.

Таким образом, в результате изучения внутреннего строения россыпного золота Лено-Вилуйского междуречья установлено, что обнаруженные структуры рекристаллизации, мощные высокопробные оболочки, наличие межзерновых прожилков свидетельствует о продолжительном пребывания золота в экзогенных условиях и неоднократном его переотложении из древних коллекторов в более молодые отложения. Выявленные в золоте такие структуры как тонкие или прерывистые высокопробные оболочки, наличие двухфазного золота, а также пористое внутреннее строение, характерны для золота близповерхностных низкотемпературных коренных источников.

Литература:

1. Николаева Л.А. 'О чем рассказывают золотишки' - Москва: Недра, 1990 - с.111
2. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. – М: ЦНИГРИ, 2003. 184 с.
3. Петровская Н.В. Самородное золото. М. Наука. 1973. 347 с.
4. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е. О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота // Минералогия самородных элементов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. – С. 10-20.
5. Попенко Г.С. Минералогия золота четвертичных россыпей Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1982. 140 с.
6. Савва Н.Е., Шиляева Н.А., Алевская Н.Л. Топоминералогия конституционных особенностей самородного золота Нижне-Амурского россыпного района. – Магадан: 2004. – 172 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ, ВЫЯВЛЕНИЕ ИХ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ

Калачева Л.П., Шиц Е.Ю., Федорова А.Ф., Рожин И.И.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Состав и структура газовых гидратов зависят от компонентного состава исходного газа, что в свою очередь определяет равновесные условия гидратообразования. В лаборатории техногенных газовых гидратов ИПНГ СО РАН была создана электронная база данных компонентного состава природного газа 20-ти месторождений востока Сибирской платформы, которые расположены в пределах Лено-Тунгусской (ЛТ) и Лено-Вилуйской (ЛВ) нефтегазоносных провинций (НГП). Практически все месторождения ЛТ НГП характеризуются низкими пла-

стовыми температурами: от 4 до 16 °С. Месторождения ЛВ НГП характеризуются высокими пластовыми температурами до 90 °С и давлениями до 408,0 атм. На основе известного компонентного состава пластового газа по методике Д. Слоана [2] были рассчитаны равновесные условия гидратообразования природных газов для месторождений углеводородов всех типов: газовые (ГМ), газоконденсатные (ГКМ), нефтегазовые (НГМ), газонефтяные (ГНМ) и нефтегазоконденсатные (НГКМ). Установлено, что равновесные условия гидратообразования для природного газа Иреляхского месторождения (рис.1), в отличие от Средневиллюйского (рис.2) соответствуют пластовому условию и находятся в области устойчивого существования гидратов .

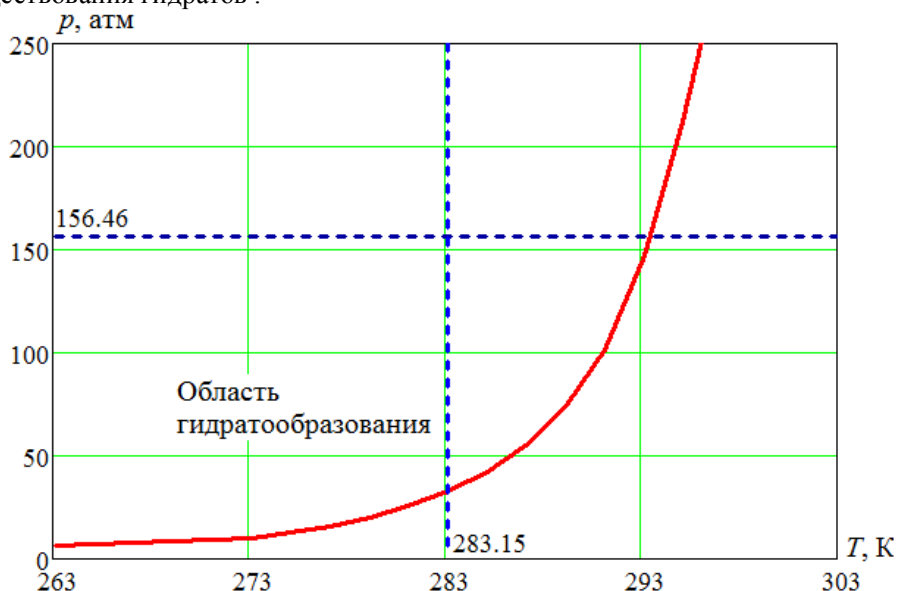


Рис. 1. Равновесные условия гидратообразования для природного газа Иреляхского месторождения компонентного состава: CH_4 – 87,71; C_2H_6 – 2,45; C_3H_8 – 1,25; $\text{изо-C}_4\text{H}_{10}$ – 0,53; C_5^+ – 0,65; CO_2 – 0,04; N_2 – 7,02; He – 0,35. Сплошная линия соответствует равновесным условиям гидратообразования. Точка пересечения штриховых линий соответствует пластовому условию.

Таким образом, показано, что процесс образования гидратов может протекать на всех месторождениях Лено-Тунгусской НПП, кроме отдельных скважин Бысахтахского месторождения. Пластовые условия залегания месторождений Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции исключают гидратообразование в продуктивных пластах. Однако, при разработке и эксплуатации месторождений вследствие изменения термобарических условий в призабойной зоне пласта возможно техногенное гидратообразование.

Состав гидратов природных газов месторождений Якутии с благоприятными для гидратообразования условиями был рассчитан по методике Д. Слоана с использованием программы PhaseEqCsmhyd [2].

Установлено, что природные газы месторождений Якутии образуют гидраты кубической структуры КС II, так как содержание в гидратах природного газа составляет : пропана более 0,2 % об., а этана - 0,6 % об [1].

Таблица 1.

**Состав и физико-химические свойства гидратов природного газа
Иреляхского ГНМ**

Тпл=283 К; Рпл=161 атм; Рравн=33атм						
Структура гидрата			КС-II			
№	Компонент	Содержание в природном газе, % мол.	Содержание в гидрате, % мол.	Содержание в гидрате/содержание в природном газе	Степени заполнения малых полостей θ_1	Степени заполнения больших полостей θ_2
1	Метан	86,06	64,79	0,75	0,7781	0,1232
2	Этан	3,75	3,70	0,99	0	0,0959
3	Пропан	1,14	24,02	21,07	0	0,6226
4	Изобутан	0,2	4,83	24,15	0	0,0937
5	Н-бутан	0,39	0,94	2,41	0	0,1252
6	C5+	0,91	0	-	0	0
7	Диоксид углерода	0,03	0,01	0,33	0,0001	0,0001
8	Азот	7,26	1,74	0,24	0,0216	0,0012
Сумма		100,0	100,0		0,7998	0,9925

Из таблицы 1 следует, что содержание компонентов, входящих в состав газа в гидрат, не совпадает с составом исходного газа. Установлено, что способность индивидуальных углеводородов переходить из газовой фазы в состав гидратов увеличивается с возрастанием их молекулярной массы. Установлено, что малые полости гидрата в основном заполнены молекулами метана. Так как часть полостей гидрата остается свободной, степень заполнения малых полостей не достигает максимального значения - 1. Так как большие полости могут заполняться более крупными молекулами углеводородов-гидратообразователей (этан, пропан, изобутан, н-бутан), степень заполнения больших полостей практически равна единице. Установлено, что отношение содержания компонентов в гидрате к содержа-

нию в природном газе для изобутана, пропана и н-бутана составляет 24,15; 21,07; 2,41, соответственно. Таким образом, гидраты, формируемые в пластовых условиях всех месторождений ЛТ НГП, будут обогащаться более тяжелыми компонентами природного газа.



Рис. 2. Равновесные условия гидратообразования для природного газа Средневилюйского месторождения компонентного состава: CH_4 – 90,50; C_2H_6 – 4,69; C_3H_8 – 1,79; изо- C_4H_{10} – 0,55; C_5^+ – 1,54; CO_2 – 0,18; N_2 – 0,75. Сплошная линия соответствует равновесным условиям гидратообразования. Точка пересечения штриховых линий соответствует пластовому условию.

Вопросы борьбы с причинами, осложняющими добычу углеводородного сырья, снижающих дебит скважин особенно актуальны для северных регионов, где добыча газа осложняется наличием многолетней мерзлоты, то есть низкими пластовыми температурами. Из-за неизбежного охлаждения газа при его добыче возможно образование газовых гидратов как в призабойной зоне, так и в стволе скважин.

Впервые, рассчитанные составы гидратов месторождений Якутии сведены в единую электронную базу данных ИПНГ СО РАН, что позволит по известному составу гидратов, образующихся из природных газов различных месторождений оперативно и точно и выбирать методы борьбы с нежелательным гидратообразованием.

Литература

Истомин В.А. Газовые гидраты в природных условиях / В.А. Истомин, В.С. Якушев.-М.: Недра, 1992.-236 с.

Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases: Third Edition / E. Dendy Sloan.

ОПЫТ БУРЕНИЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СКВАЖИН НА О. БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ

Кельциев С.С.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Российско-германская научно-исследовательская экспедиция «Лена 2014» проходила в апреле 2014 года по межправительственному проекту «Система моря Лаптевых» в арктической зоне Республики Саха (Якутия) на крупнейшем острове в группе Ляховских островов Новосибирского архипелага – острове Большой Ляховский.

В задачи экспедиции входило бурение многолетнемерзлых пород на острове Большой Ляховский со стопроцентным отбором керна в местах, выбранных с учётом данных, полученных в предыдущих экспедициях. Образцы пород должны оставаться в мерзлом состоянии для их последующего лабораторного исследования, в том числе и на предмет содержания парниковых газов. Помимо буровых работ, стояла задача проведения профилирования участков бурения группой геофизиков и установка прибора для измерения температуры в одной из скважин.

Места для бурения были выбраны Lutz Schirrmeister (институт Альфреда Вегенера (AWI), Потсдам, Германия), как участником предыдущих экспедиций на о. Большой Ляховский, знающим характер местных четвертичных отложений. Бурение происходило в непосредственной близости от уже описанных береговых обнажений и должны были дать дополнительную информацию о стратиграфии местных отложений и их, ненарушенном сезонным оттаиванием, состоянии и составе.

Буровые работы проводились малогабаритной буровой установкой российского производства КМБ-3-15М, установленной на шасси гусеничного вездехода ГАЗ-34039 без использования очистного агента. В качестве породоразрушающих инструментов использовались твердосплавные буровые коронки типа СМ различного диаметра.

Буровые работы проходили на юго-юго-западе острова в районах развития четвертичных пород стрех основных элементов рельефа (высотных плоскостей):

1. Вытянутые увалы высотой 20-25 м.;
2. Плоские пониженные полузамкнутые пространства – аласы;
3. Низкая пойма, которые сформулированы многочисленными буграми пучения.

Увалы в основной своей массе сложены льдом. Они окаймляют аласы, которые представляют собой эрозионно-термокарстовые котловины, образовавшиеся на месте выхода ископаемых льдов.

В основании толщи четвертичных отложений острова залегает горизонт темно-серых алевроитов с неясной волнистой слоистостью, почти незаметной на свежезачищенной и ясно видимой на выветрелой поверхности обнажений. Этот го-

ризонт характеризуется высокой однородностью в разрезе, чрезвычайно широким распространением по площади. Он занимает весьма значительную часть острова Большого Ляховского и всю северную часть Яно-Индигирской приморской низменности. Видимая мощность этих отложений на острове достигает 10 м, а на приморской равнине, где обнажается подошва слоя - до 18 м. На участках, тяготеющих к горным массивам, вся толща алевритов, имеющих желтовато-серый цвет, пронизана тонкими корешками трав.

Вверх по разрезу отложения низкой поймы и озерные отложения переходят в осадки высокой полигональной поймы, включающие мощные сингенетичные повторно-жильные льды. Отложения высокой поймы представлены комплексом органо-минеральных осадков, содержащих огромное количество прослоев и линзочек льда, - закономерно связанных с ледяными жилами. Эти отложения подробно изучены во время работ экспедиции Института мерзлотоведения [Втюрин и др., 1957]. В толще аллювиальных отложений с сингенетичными повторно-жильными льдами содержится значительное количество хорошо сохранившихся остатков млекопитающих мамонтового комплекса. [1]

Всего в ходе экспедиции было пробурено 5 скважин с общей глубиной 53,86 п.м., из них 7,03 п.м. диаметром 132 мм., 29,06 п.м. – 112 мм., 16,42 п.м. – 93 мм. и 1,35 п.м. диаметром 76 мм.

Оптимальные технологические параметры бурения в сухую:

Частота вращения шпинделя – 100-120об/мин;

Осевая нагрузка на инструмент – 750 кгс.

Малогабаритная буровая установка КМБ-3-15М в заводской комплектации оказалась мало пригодной для выполнения подобных задач, тем более без очистного агрегата. В конструкционном плане также имеются некоторые замечания со стороны буровой бригады, которые приняты во внимание и должны быть устранены своими силами.

Как отмечалось выше, по окончании буровых работ был установлен прибор RBRconcerto для измерения температуры в зоне распространения сингенетичных повторно-жильных льдов до глубины 20 метров.

В связи с очень низкой температурой грунта часты случаи прихвата (смерзания) бурового снаряда со стандартными коронками типа СМ., так как эти типы коронок имеют минимальный внешний выступ резцов относительно колонковой трубы. Зазор между внешней стенкой колонковой трубы и стенкой скважины играет важную роль в решении проблемы прихвата. Конструкторские идеи с увеличением рабочего диаметра буровой коронки, путем увеличения выступа резцов на необходимое радиальное расстояние, приведут к увеличению зазора между колонковой трубой и стенкой скважины и снижению вероятности смерзания колонкового снаряда к массиву горной породы.

Использование ребристых коронок типов М и Мб, у которых резцы имеют специальный установочный внешний выступ, теоретически решило бы описываемую проблему. Однако, как показывает практика, при использовании коронок

данного типа требуются значительные параметры крутящего момента и осевой нагрузки. Для исключения процесса прихвата колонкового снаряда к горному массиву при бурении грунта с экстремально низкой температурой в районах Арктики необходима разработка специальной конструкции породоразрушающего инструмента.

Малогобаритные буровые установки показывают неплохие результаты при использовании с мощным компрессором. Преимущества, которые дает бурение со сжатым воздухом:

- повышенная механическая скорость бурения за счет своевременного удаления выбуренного шлама из ствола скважины;
- охлаждение твердосплавных резцов – уменьшение износа и продление времени использования твердосплавных буровых коронок;
- многократное сокращение времени на извлечение керна.

Литература:

1. Романовский Н.Н. Палеогеографические условия образования четвертичных отложений острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Вопросы физической географии полярных стран, Выпуск 1. - 1958. С. 80-88.

МЕТОДЫ БОРЬБЫ СО СМЕРЗАНИЕМ КЕРНА К КОЛОНКОВОЙ ТРУБЕ В ЗИМНЕЕ ВРЕМЯ

Кельцнев С.С., Острельдин С.К.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Бурение инженерно-геологических скважин производится в круглогодичном режиме, вне зависимости от температуры окружающей среды. В суровых климатических условиях северных и арктических регионов возникают серьезные организационные и технико-технологические проблемы.

Многолетний опыт бурения инженерно-исследовательских скважин зимой показывает ряд проблем, связанных с отрицательной температурой окружающей среды. Одной из таких проблем можно считать то, что при бурении скважин, когда температура воздуха ниже - 30°C, происходит мгновенное смерзание выбуренной породы (керна) к внутренней стенке колонковой трубы. Это объясняется тем, что в процессе механического разрушения породы, за счет силы трения, возникающей на контакте резцов буровой коронки с горной породой, выделяется тепловая энергия. Процесс поддержания относительно высокой температуры керна продолжается до окончания углубления забоя скважины, т.е. до подъемных операций, когда колонковая труба перестает подвергаться трению о стенки скважины и оказывается в открытом пространстве с более низкой температурой. При извлечении полной колонковой трубы из ствола скважины наблюдается обратный процесс –

мгновенное смерзание выбуренного керна к внутренней стенке колонковой трубы.

Возможные методы борьбы с данным явлением можно классифицировать как: технологические, технические (конструкционные) и химико-гидравлические.

Варьирование между способами бурения такими, как бурение всухую, с продувкой сжатым воздухом, с промывкой буровым раствором в зависимости от геологического разреза, степени льдистости и с учетом температурного фактора можно отнести к технологическим методам борьбы с смерзанием.

К техническим (конструкторским) методам относятся различные конструкторские идеи совершенствования буровой коронки колонковой трубы.

Метод 1: Колонковая труба, изготовленная из конструкционной углеродистой стали 45 имеет определенные теплофизические свойства: коэффициент теплопроводности, коэффициент линейного расширения и удельная теплоемкость. Из этих свойств к явлению смерзания керна к трубе наибольшее отношение имеют коэффициент теплопроводности и удельная теплоемкость. Эти два свойства чрезвычайно важны для расчета зависимости и решения проблемы смерзания породы к внутренней стенке колонковой трубы.

При среднем значении коэффициента теплопроводности стали равно $47 - 58 \text{ Вт/(м}^2\text{К)}$ стальная колонковая труба мгновенно реагирует на изменение температуры окружающей среды и при низкой отрицательной температуре воздуха ($-30 - 50^\circ\text{C}$) вызывает быстрое смерзание растепленного ранее керна.

Можно попытаться уменьшить коэффициент теплопроводности колонковой трубы, заменяя ее материал и конструкцию. Например: вместо обычной углеродистой стали можно использовать нержавеющую сталь, так как коэффициент теплопроводности второго меньше первого почти в 3 раза. Иными словами колонковая труба из нержавеющей стали будет в 3 раза медленнее пропускать через себя температуру окружающей среды. Возможен вариант использования двойной колонковой трубы.

Метод 2: Зазор между керном и внутренней стенкой колонковой трубы играет очень важную роль в решении проблемы смерзания. Конструкторские идеи с уменьшением внутреннего рабочего диаметра буровой коронки, путем увеличения выступа резцов вовнутрь, приведут к увеличению зазора между керном и внутренней стенкой колонковой трубы с снижению вероятности смерзания керна к трубе.

Метод 3: Эффект смерзания керна к буровому снаряду напрямую зависит от качества обработки внутренней стенки колонковой трубы, иными словами от степени ее шероховатости. Чистота обработки каждой детали должна соответствовать ее назначению. Колонковые трубы серийного производства характерны низким качеством обработки и способствуют быстрой затирке и смерзанию керна.

Теоретически, повышение качества обработки внутренней стенки должно привести к снижению процесса затирки и смерзания керна, и облегчит извлечение керна.

Химико-гидравлический метод с использованием незамерзающих смазок внутри колонковой трубы также, представляет определенный интерес для борьбы с смерзанием и облегчения извлечения выбуренного керна из колонковой трубы.

Рассмотренные выше и ряд других методов борьбы с процессом смерзания керна при бурении инженерно-геологических скважин в многолетней мерзлоте в холодное время года требуют углубленных теоретических и экспериментальных исследований.

МОРФОЛИТОГЕНЕЗ И СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕАНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

Верхнеангарская впадина является отрицательной морфоструктурой в зоне разворота структур Байкальской рифтовой зоны с субмеридионального простирания на северо-восточное. Днище впадины представляет собой плоскую озерно-аллювиальную равнину с наличием семи надпойменных террасовых уровней, сложенных мощными песчаными толщами.

VII надпойменная терраса эоплейстоцен-нижнечетвертичного возраста высотой 110–140 м представлена алевритово-тонкозернистыми песками (средневзвешенный размер частиц, $x=0,04-0,08$ мм). Коэффициент сортировки $\sigma < 0,1$ и нормированная энтропия ($H_f=0,1-0,4$) характеризуют осадки как хорошо сортированные. Коэффициент асимметрии $S_k > 1$ со сдвинутой модой в сторону мелких частиц оценивает энергетические уровни сил среды седиментации как незначительные. Экссесс τ резко положителен, свидетельствует о стабильной динамике вещества и относительно спокойном тектоническом режиме. Значения коэффициента вариации v принадлежат полю 0,4–2,0, что подтверждает аквальный генезис отложений.

Накопление осадков совершалось в неглубоких (до 2,5–3 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера наносы, характеризовались равнинным (число Фруда, $Fr < 0,1$) типом естественных русел с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды. Высокий суммарный процент алевритов (80–90%) указывает на отложение осадков в прибрежной полосе акватории озерных водоемов (береговые и прибрежные фации).

Палеопотамологические реконструкции на этот временной срез хорошо согласуются с известными выводами о том, что к концу плиоцена отрицательная

морфоструктура на месте нынешней Верхнеангарской впадины была выражена почти в современном виде. Рельеф, окружавший впадину, не был глубоко расчлененным, так как палеопотокам свойственен равнинный тип русел. Озеро, занимавшее впадину, имело прямую генетическую связь с Байкалом, свидетельством чему является обнаружение в этих осадках скелетных игл байкальских губок *Lubomirskia baikalensis* Pall., *L. fusifera* Dyb., *L. abietina* Swarcz. семейства *Lubomirskiidae*, характерных лишь для вод Байкала и открытых частей его заливов [1].

Отложения VI надпойменной террасы ниже-среднечетвертичного возраста (55–80 м) – от алевроитово-тонкозернистых ($x=0,05-0,06$) до среднезернистых песков ($x=0,48$) с общим преобладанием мелкозернистых ($x=0,15-0,25$) разностей. По $\sigma=0,1-0,4$ и $H_r=0,3-0,8$ осадки умеренно и плохо сортированы, асимметричны ($S_k<1$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц, эксцесс резко положителен, коэффициент вариации ($v=0,5-1,7$) свидетельствует об аквальном характере бассейна седиментации (горизонтальная, косая, косо-веерная слоистость). По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 2,5–3 м. Слабоподвижные водотоки характеризовались равнинным, реже полугорным ($F_r=0,1-0,3$) типами постоянных, хорошо разработанных русел в благоприятных условиях состояния ложа. В фациальном отношении осадки VI террасы имеют двоякую природу: горизонтально-слоистые разности отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озерных водоемов со слабым волнением и придонным течением (береговые и прибрежные фации), а пески с косой слоистостью – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (русловые и пойменные фации).

В строении V надпойменной террасы первой половины среднечетвертичного возраста (45 м) участвуют субгоризонтально-, косо- и веернослоистые мелко-тонкозернистые ($x=0,1$) и средне-мелкозернистые ($x=0,1-0,2$) пески хорошей и умеренной сортировки ($\sigma=0,1-0,2$; $H_r=0,2-0,4$), асимметричные со сдвинутой модой в сторону крупных частиц ($S_k<1$), имеющие резко положительный эксцесс и значения коэффициента вариации 0,3–1,0, соответствующие области осадков аквального генезиса. Аккумуляция совершалась в неглубоких мелководных (до 2,5–3 м) озерных проточных водоемах. По фациальной природе осадки принадлежат речной и лимнической макрофациям. Существование озерных водоемов в ниже-среднечетвертичное время в Верхнеангарской депрессии подтверждается находками остатков спонгиофауны. Здесь, помимо любомирскидов, появляются губки-бодяги *Spongilla lacustris* L., *S. fragilis* Leidy, *Ephydatia fluviatilis* L. речного семейства *Spongillidae* [1], что позволяет утверждать о седиментации в обстановке залива, связанного с Байкалом, типа современных мелководных соров, где в настоящее время обитают оба семейства.

IV надпойменная терраса второй половины среднего неоплейстоцена (25 м) имеет пестрый литологический состав – от мелкозернистых песков ($x=0,1-0,2$) до

мелких галек ($x=21,6$) с преобладанием средне-мелкозернистых песков ($x=0,15-0,25$). Текстура – горизонтальная, косая, перекрестная. Пески характеризуются умеренно-плохой сортировкой ($\sigma=0,1-0,5$; $H_f=0,4-0,7$), гравийно-галечные осадки несортированы ($\sigma=9,2-17,9$; $H_f=0,8-0,9$). Помимо палеорек, схожими с водными системами нижнего – среднего неоплейстоцена, здесь имели место горные потоки с развитыми аллювиальными грядовыми формами ($Fr=0,4-0,5$) и извилистыми каменистыми руслами с беспокойным течением, динамика которых характеризовалась ярко выраженным турбулентным режимом осаждения (аллювиальные русловые грядовые и в меньшей степени пойменные фации).

Поздненеоплейстоценовая III надпойменная терраса (14–17 м) сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми средне-мелкозернистыми песками ($x=0,16-0,2$) хорошей и умеренной сортировки ($\sigma=0,05-0,2$; $H_f=0,2-0,6$), модальной асимметрией ($S_k<1$). Энергетизм живых сил седиментации при их накоплении был относительно высоким, а тектонические условия стабильными ($\tau>0$). Коэффициент вариации определяет флювиальный генезис данных осадков ($v=0,5-1,86$). В палеогидрологическом режиме не наблюдается каких-то резких отличий от подобных ситуаций осадконакопления, свойственных IV–V террасам.

Осадки верхнечетвертичной II (10–12) и голоценовой I (4–5 м) надпойменных террас – хорошо сортированные горизонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с существенной примесью гравийно-галечно-валунных включений (русловые и пойменные фации). Седиментация осуществлялась стационарными слабомобильными – мобильными извилистыми потоками полугорного и горного грядового типов в обычных условиях состояния ложа, турбулентным и переходным режимами осаждения, переносом в виде сальтации и донного волочения. По гидродинамическим показателям подобные потоки близки уже к параметрам сегодняшних основных рек впадины – Верхней Ангары, Котеры, Янчуя, Чуро, Гонкули.

В некоторых образцах песков из позднечетвертичных террас обнаружены спикулы *Lubomirskiidae* в угнетенном состоянии [1]. Несмотря на общее преобладание в разрезах речных осадков, в Верхнеангарской впадине все еще сохранялись реликты более древнего водоема, существовавшего изолированно от реки и генетически связанного с Байкалом. Ввиду сокращения озер, экологические условия проживания не благоприятствовали любомирскидам, и они постепенно замещались губками семейства *Spongillidae*, доминирующими уже в голоцене.

Принадлежность террасового комплекса Верхнеангарской впадины в литологическом отношении главным образом к псаммитам обуславливает его высокий потенциал в прикладном отношении. Осадки могут использоваться в качестве поисковых объектов на различные виды строительных материалов: 1) песков для выпуска силикатных мелкоштучных прессованных изделий автоклавного твердения; б) песков для приготовления кладочных и штукатурных растворов; в) песков и смесей в качестве заполнителей в бетоны и железобетоны; г) природных поле-

вошпатовых и кварц-полевошпатовых песков в стекольной промышленности. Террасовый комплекс характеризуется большим площадным распространением, имеет выдержанное фракционное постоянство в пределах технических требований Госстандартов на отдельные виды полезного компонента, большую мощность продуктивных горизонтов, крупные запасы в десятки и сотни миллионов кубических метров. Наличие железных (Байкало-Амурская дорога) и автомобильных дорог с твердым покрытием (Северобайкальск – Таксимо) позволит производить вывоз нерудного сырья за пределы региона.

Литература:

1. Думитрашко Н.В., Мартинсон Г.Г. Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья // Известия АН СССР. Сер. геол. 1940. – Т. 5. – С. 98–106.

МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ЗОЛОТОРОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЫРГЭНШЕНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

Комплексная россыпь золота и вольфрама руч. Мыргэншена расположена в 15 км восточнее г. Закаменск (бассейн р. Джиды). Она отрабатывалась в конце XIX века различными способами: вручную, ямами, разрезом, подземным способом, а также драгами. Несмотря на это, в 1990-е гг. в долине Мыргэншена были вновь начаты геологоразведочные работы, позволившие подготовить к эксплуатации изученную часть россыпи.

Общая длина разведанного участка россыпи составляет 11,5 км. Геологическое строение руч. Мыргэншена достаточно сложное, что обусловлено разнообразными по составу, генезису и возрасту геологическими образованиями, широким развитием тектонических нарушений. Верховья ручья сложены метаморфизованными базальтоидами нижнего кембрия, в междуречье притоков Гуджирка и Ивановка развиты андезитобазальтовые туфопесчаники и туфоаргиллиты ордовика. Средняя и нижняя часть бассейна сформирована отложениями ордовикской флишовой толщи, а также ниже-среднечетвертичными долинными базальтами. Интрузивный магматизм представлен комплексами палеозойского и мезозойского возрастов.

Золоторудная минерализация связана преимущественно с кварцевыми, кварц-карбонатными, кварц-гюбнеритовыми и кварц-сульфидными жилами, зонами метасоматического изменения пород, дайками сиенит- и гранит-порфиров, слагаю-

щих Холтосонское и Инкурское вольфрамовые месторождения и мелкие золото-рудные проявления [1].

Комплексная россыпь золота и вольфрама руч. Мыргэншена относится к типу аллювиальных долинных россыпей. Отрабатываемый участок расположен в среднем течении, в районе впадения в него руч. Ивановка.

Рыхлые отложения участка общей мощностью 5,2 м, перекрывающие продуктивный золотоносный пласт, представлены горизонтально переслаивающимися валунно-гравийными (средневзвешенный размер частиц, $x=28,95-32,13$ мм) и гравийными галечниками ($x=16,22-20,66$ мм) с песчаным заполнителем. Сверху до глубины 1,25 м залегают песчаные глины с большим процентом включений обломочного материала ($x=8,48$ мм). Суммарная доля валунов находится в пределах 10%, содержание галек колеблется от 25,1 до 61,8% с относительным преимуществом средних разностей, гравия – 11,1–21,9% в основном крупного, песка – 16,0–24,8% с примерно равным содержанием основных фракций гранулометрического спектра и алевроитово-глинистым матриксом – 3,6–30,3%.

Отложения характеризуются как плохой и очень плохой сортированностью, так и полным ее отсутствием (коэффициент сортировки Траска $S_0 = 2,35-10,35$; стандартное отклонение, $\sigma=12,2-39,14$). Наблюдается асимметрия распределений: крупнозернистые фракции сортированы лучше, мелкозернистые – хуже (коэффициент асимметрии Траска, $S_k < 1$; статистический коэффициент асимметрии, $\alpha > 0$). Эксцесс (τ) как отрицателен, так и положителен, что, в первом случае свидетельствует о нестабильной динамике вещества на протяжении всего периода осадконакопления, слабой динамической обработке его, когда привнос новых порций обломочного материала значительно превышал скорость его переработки, и, в целом относительно неспокойном тектоническом режиме. Напротив, положительные и особенно резко положительные значения τ – показатели относительно стабильных тектонических условий осадконакопления, наличия постоянного привноса новых порций материала и довольно качественной его динамической обработки. Параметры коэффициента вариации не превышают значения 1,35, что соотносится с аквальным характером среды седиментации (однонаправленные стационарные потоки с увеличенной турбулентностью и сезонными колебаниями водности).

Гидродинамические характеристики осадконакопления позволяют восстановить следующую обстановку аккумуляции данных отложений. Ввиду наибольшего распространения в руслоформирующих фракциях гравийно-галечных частиц становится очевидным главный способ транспортировки обломков путем качения и донного волочения, а также переносом более мелкого субстрата сальтацией и во взвешенном состоянии в виде суспензии за счет гидравлических ловушек. Динамика потока имела в основном ярко выраженный турбулентный режим осаждения ($x > 1,0$). Тип русла – горный низкогорядовый (число Фруда, $Fr=0,46-0,5$) со слабо-развитыми аллювиальными формами (площадь водосбора > 100 км²), сами же

русла каменистые с беспокойным течением и неправильной поверхностью водного зеркала в обычных условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости, $n=19-25$) и наличием неровных, плохо разработанных пойм с промоинами и кустарниковой растительностью. В соответствии с этим осадки, образовавшиеся в исходных условиях, по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым фациям речной макрофации, а перекрывающий их менее зернистый горизонт – к смешанному аллювиально-пролювиальному генотипу.

Как и во многих россыпных месторождениях, золотоносными являются все литологические разновидности отложений. Наблюдается постепенное увеличение содержания золота от верхов разреза к промышленному пласту. По данным разведочных геологических работ, мощность его в россыпи изменяется от 0,4 до 3,2 м, составляя в среднем 1,0–1,7 м. Плотик, представленный разборными коренными породами, в левобережной части долины неровный – с «карманами» и выступами, в правобережной – относительно ровный.

Результаты исследований технологических проб из рыхлых осадков позволяют сделать заключение о принадлежности большего количества осадков месторождения к категории легкопромывистых пород (массовая доля илисто-глинистой фракции крупностью $<0,1 - 30\%$).

Во фракциях крупностью более 5 мм переработанной массы связанного золота не обнаружено. В отработанных пробах все золото практически свободное, так как содержание связанного золота низкое и находится за пределами нижней границы его количественного определения атомно-абсорбционным методом анализа. Выделенные из концентратов золотины имеют различную форму: округлую, удлиненную, лепешковидную, пластинчатую и т.д. Количество мелкого и тонкого золота в россыпи руч. Мыргэншена распределено неравномерно. В основном пласте доля мелкого золота ($-0,25+0,1$ мм) колеблется от первых процентов до 20–30%, тонкого золота ($-0,1+0,071$ мм) – 1–18%, в таких же примерных пределах установлено и количество пылевидного золота. Средний уровень извлечения золота на концентрационном столе для всех технологических проб месторождения составляет не менее 90% при средней степени концентрации 10,7.

Результаты наших исследований отличаются от данных геологической разведки и рассева золота, добытого в ходе отработки месторождения. Нами установлено повышенное содержание мелкого и тонкого золота в промышленном пласте, что связано, вероятно, с несовершенством использованной техники на стадии разведки (старательский лоток, бутара) и добычи (шлюзы глубокого наполнения). Несомненно, что при отработке золотороссыпных месторождений с мелким и тонким золотом требуется использовать развитую технологию обогащения (отсадочные машины, концентраторы и др.).

Изученное месторождение Мыргэншена является типичным для группы золотоносных россыпей бассейна р. Джида (левый приток р. Селенга). В исследованных нами трех золотороссыпных месторождениях Севера Бурятии (Нерунда,

Вершина Чины, Гулинга) также выявлено значительное содержание мелкого и тонкого золота, которое не улавливается при традиционных способах обработки. Ресурсы такого золота при проведении геологоразведочных работ не оцениваются, его потери не определяются и не учитываются, поэтому, бесспорно, можно утверждать, что извлечение из россыпей мелкого и тонкого золота является одним из реальных путей увеличения его запасов.

Как уже отмечалось, россыпь отрабатывается более 100 лет. Это привело к разубоживанию песков на отдельных участках, а также к перемешиванию песков и торфов. По результатам наших исследований установлено, что в торфах содержится значительное количество мелкого и тонкого золота, вполне сопоставимого с таковым промышленных песков.

Литература:

1. Рошкетаяв П.А., Бахтин В.И., Миронов А.Г. Золото Бурятии (книга вторая). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. – 331 с.

В ВЕНДЕ БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЫ ОБНАРУЖЕНА БОГАТАЯ АССОЦИАЦИЯ МИКРОФОССИЛИЙ

Колосов П.Н.

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

В шкале геологического времени в качестве терминального (завершающего) периода (системы) позднего протерозоя (неопротерозоя) в России принят венд, а в международной шкале – эдиакарий. Палеонтологическое обоснование этого периода является одной из актуальных задач палеонтологии и стратиграфии.

Стратотипические разрезы венда представляют собой терригенный тип осадконакопления. В отличие от этого в Сибири венд представлен преимущественно карбонатными фациями. Его здесь иногда называют юдомием. В 1990-1991 годах в Якутии были установлены шипастые микрофоссилии (*Tanatium Kolosova* и др.), которые дополнили состав микрофоссилий терминального периода протерозоя, и включены в Международную стратиграфическую шкалу в качестве составляющих его палеонтологического обоснования. В карбонатного типа разрезах, ранее многими исследователями выделялись юдомские комплексы микрофитоцитов и строматолитов, которые отражены в стратиграфических схемах, утвержденных МСК. Но все эти следы жизнедеятельности каких-то микроорганизмов – материалы, малопригодные для обоснования подразделений новой, терминальной, системы протерозоя. С учётом этого, находки в венде сложного строения микрофоссилий с хорошо сохранившимися деталями морфологии имеют большое значение. Оно объясняется возможностью биологической интерпретации этих микрофосси-

лий. Следовательно, значительным их потенциалом в получении новых знаний в морфологической эволюции ранних микроорганизмов, а также в решении стратиграфических задач.

В органогенных постройках венда Березовской впадины впервые обнаружена богатая ассоциация микрофоссилий хорошей сохранности. На рис.1 приведены нитевидные разветвленные или неразветвленные стелющиеся слоевища без перегородок.

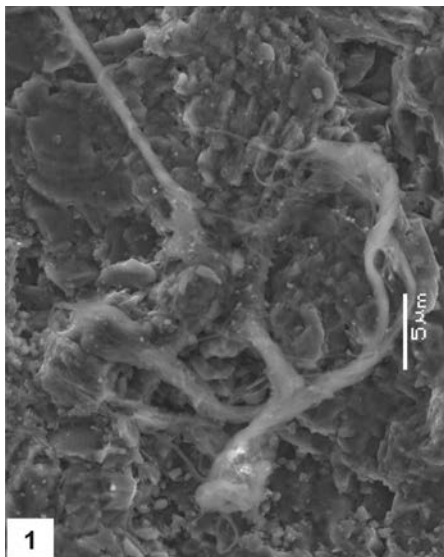


Рис. 1. Нитевидное разветвленное слоевище. Оно прикреплено к грунту базальной клеткой и ризоидообразными ветвями с расширенным концом.

Они состоят из густо переплетенных трубчатых нитевидных клеток (похожих на волокна). Слоевища прикреплены к грунту базальной клеткой и ризоидообразными ветвями с расширенным концом. Приведем их характеристику. Длина переплетенной вдоль нити без корневой части 124 мкм. От основания в 20 и 64 мкм наблюдается вегетативное размножение водоросли. Одна боковая ветвь оканчивается вильчатым ветвлением (ветви длиной 12 и 20 мкм). Толщина слоевища от 0,8-1,0 мкм до 2,4 мкм в нижней части на протяжении 20 мкм. Выше оно толще (2,85-4,0 мкм) за счёт менее плотного прилегания друг к другу весьма тонких (0,10-0,13 мкм; 0,09-0,2 мкм) нитей (волокон). Слоевища оканчиваются волоском длиной 6,96-7,50 мкм, толщиной 0,12-0,3 мкм. Эти микрофоссилии отнесены к сифоновым на основании того, что слоевище водорослей лишено перегородок, на поверхности слоевища присутствуют хлоропласты (?). В порядке Siphonales (Endlicher) Blackman et Tansley (сифоновые) семейство Codiaceae (Trevisan) Zanardini (кодиевые) характеризуется слоевищами, образованными густо переплетенными трубчатыми нитевидными клетками. Эти клетки переплетаются друг с другом и образуют вертикальное или стелющееся слоевище различной формы, инкрустированное известью. Род охарактеризованных водорослей из эдиакария по своим

характеристикам близок родам семейства кодиевых. По-видимому, мы имеем примитивные сифоновые с ещё не сформировавшимися полостями слоевища. В спокойной мелководной гидродинамической среде эти водоросли участвовали в постройке столбиков строматолитов видимой (измеренной) высотой (до 20.7 см), толщиной (2.0-2.5 см, реже до 3.7 см).

На рис.2 показаны микрофоссилии, которые интерпретируются как пластинчатые слоевища, по-видимому, свободно плававшие. По морфологии они отнесены к зеленым водорослям порядка *Ulvales* Blackman et Tansley на основании того, что имеют пластинчатый тип организации тела, характерный для ульвовых. Микрофоссилии можно интерпретировать и как слоевища спорофитов одноклеточных ульвовых, на которых развиваются органы бесполого размножения, наблюдаемые как бородавки.

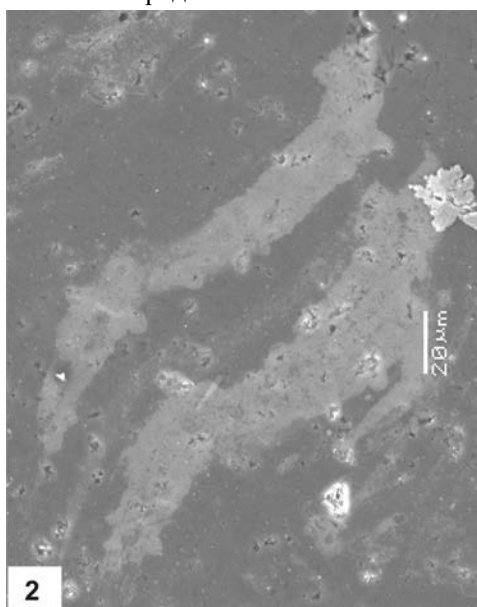


Рис. 2. Пластинчатые слоевища с многочисленными отверстиями и органами бесполого размножения шаровидной формы.

К этому же порядку можно отнести обнаруженные в коллекции мешковидной формы микрофоссилии, приняв их за мешковидные слоевища. В спокойной мелководной гидродинамической среде охарактеризованные ископаемые микроорганизмы участвовали в постройке тонких высоких столбчатых строматолитов.

Приведенные выше и другие обнаруженные формы микроорганизмов образуют богатую ассоциацию микрофоссилий. Она существенно дополняет наши знания о предковых формах красных и зелёных водорослей. Кроме того, она является вкладом в палеобиологическое обоснование вендского (эдиакарского) периода протерозойского зона в шкале геологического времени.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА АБРАМОВСКОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ (ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ, ПРИМОРЬЕ)

Кононов В.В., Иванов В.В., Баринев Н.Н., Кириенко А.О.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Абрамовское рудопроявление находится на территории Вознесенского рудного района, расположенного в юго-восточной части Ханкайского кристаллического массива и известного своими оловянными, вольфрамовыми и флюоритовыми месторождениями. Территория района сложена нижнекембрийскими осадочными породами, в составе которых чередуются пачки сланцев и битуминозных известняков с прослоями доломитов. Редкоземельное оруденение на Абрамовском рудопроявлении локализовано в толще слабометаморфизованных нижнекембрийских углеродистых сланцев лузановской свиты. Кругопадающие трубообразные тела, сложенные брекчированными и аргиллизированными сланцами, прорваны дайками и силлами основного состава, материал которых превращен в каолинит-сметитовую пиритизированную массу. Рудовмещающие породы были неоднократно брекчированы с последующим развитием в цементе и трещинах вторичных минералов (каолинит, нонтронит, бейделлит, метагаллуазит, кварц, кальцит, гидрослюда, оксиды Fe и Mn, цеолиты и комплекс минералов РЗЭ) [1, 2, 3]. Рудные образования относятся к двум типам: иттриевоземельным глинисто-карбонатным и цериевоземельным железомарганцевым рудам. Иттриевоземельные руды локализуются в центральной части рудоносной структуры и характеризуются концентрациями РЗЭ от 0.11 до 0.7 мас.%. Руды цериевоземельной специализации занимают периферическое положение в рудных столбах и содержат от 0.16 до 1.145 мас. % редкоземельных элементов [2]. По данным предшественников основными рудными минералами на рудопроявлении являются редкие водные карбонаты иттрия (кимураит, локкаит) и Nd-лантанит.

Детальные минералогические исследования с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ JSM6490, фирма Jeol, Япония) и инфракрасной спектроскопии (ИК-Фурье интерферометр Nicolet 6700, фирма Termotechno, США) позволили выявить в рудах Абрамовского рудопроявления комплекс новых рудных тонкодисперсных минералов: фосфаты и фосфато-ванадаты LREE и иттрия, фториды LREE и иттрия, алюмофосфаты легких лантаноидов, Ba, Pb и Zn, а также оксиды LREE.

Перечень карбонатов РЗЭ дополнен La-Nd-коцоитом, представленным агрегатами игольчатых и таблитчатых кристаллов длиной до 2 мкм в каолинитовой матрице. Суммарное содержание оксидов РЗЭ в составе коцоита - (La, Nd, Pr)(CO₂)(OH) достигает 81.3 мас.%. Отношение La : Nd : Pr составляет 1 : 0.48 : 0.13.

Таблитчатые кристаллы минеральной фазы, по составу промежуточной между лантанитом и коцоитом, образуют друзы на стенках полостей в прожилках лантани. Суммарная концентрация оксидов РЗЭ в фазе достигает 55.96 мас. %. Отношение $\text{La} : \text{Nd} : \text{Pr} - 1 : 0.66 : 0.13$. Волокна иттриевого водного карбоната по составу близкого к тенгериту - $\text{CaY}_3(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$ образуют радиально-лучистые агрегаты. Содержание Y_2O_3 в карбонате достигает 43 мас. %, а отношение $\text{Ca} : \text{Y}$ колеблется от 1 : 2.86 до 1 : 3.29.

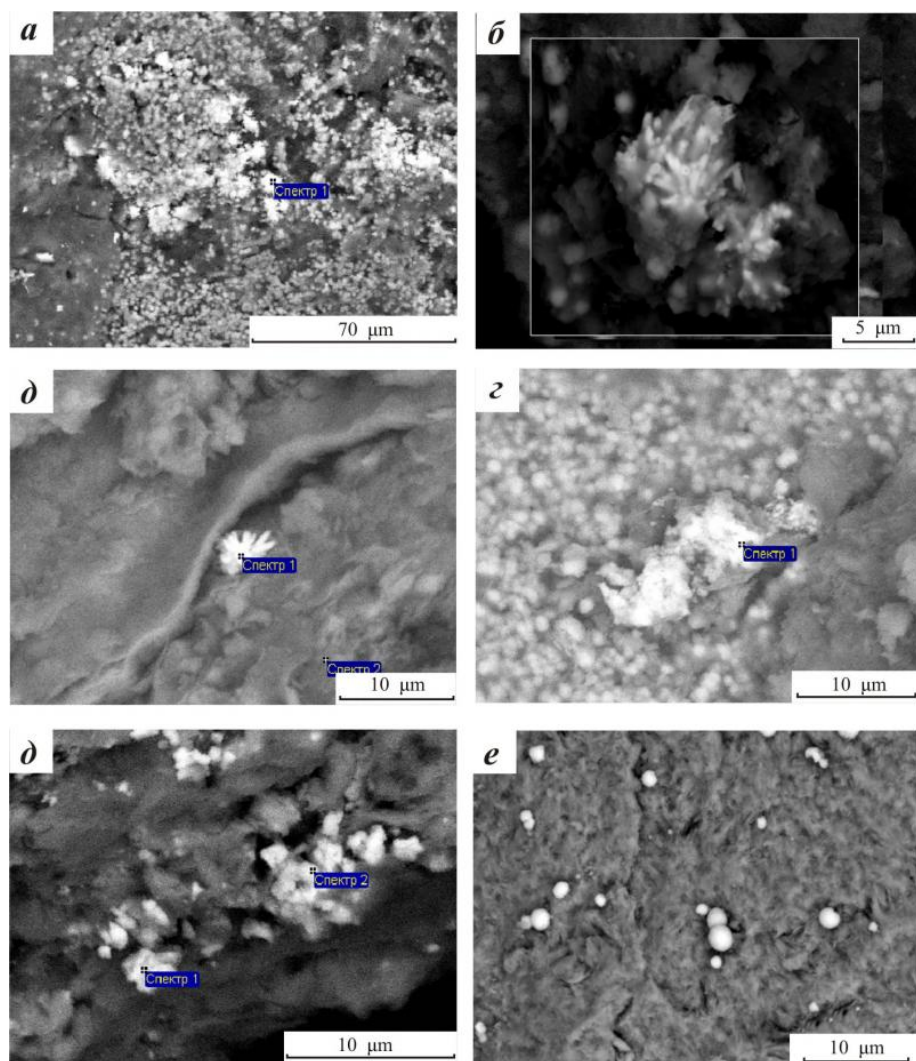


Рис. Морфологические особенности фосфатов легких лантаноидов (а, б, в, г), ванада-то-фосфатов Се и Y (д) и ксенотима (е).

Преобладающим фосфатом LREE в исследуемых рудных образцах является рабдофан, образующий наросты одиночных и групповых овальных зерен размером 0.5 - 7 мкм или звездчатых и розеточных агрегатов игольчатых и призматических кристаллов длиной до 3 мкм на стенках полостей в глинистом цементе брекчий (рис. а, б, в). Суммарное содержание РЗЭ в рабдофане варьирует в пределах 41.16 - 65.03 мас. %. Содержание оксидов РЗЭ в рабдофане колеблется в пределах (мас. %): La_2O_3 - 0 - 25.13; Ce_2O_3 - 0 - 43.92; Nd - 11.63 - 38.43. В минерале установлена примесь Sm (2.37), Gd (1.74) и Ag (3.44 мас. %). В отдельных зернах рабдофана наблюдается прорастание апатита (рис. г). Часть зерен рабдофана содержит примесь фтора (до 6.70) и серебра (2.39 мас. %).

Ванадато-фосфаты РЗЭ, представленные гнездами овальных зерен размером 0.5 - 1 мкм, развиты в нонтроните и на гидрооксидах Fe и Mn (рис. д). Суммарное содержание РЗЭ (Ce, Y, Dy, Nd) в ванадато-фосфатах варьирует в пределах 34.14 - 49.61 мас. %. По-видимому, эти образования являются срастаниями цериевого рабдофана и ванадата иттрия.

Глобулы ксенотима YPO_4 в нонтроните и бейделлите (рис. е) содержат примеси Nd (3.2 - 3.23), Gd (3.81 - 4.46), Dy (7.99), Sm (3.5), V (1.86 - 2.56), Ca (0.76 - 1.1 мас. %). Содержание Y_2O_3 - 53.72 - 58.41 мас. %.

Простые фториды РЗЭ представлены скоплениями глобулей размером 1 - 2 мкм на стенках полостей в каолините и на поверхности выделений апатита. Суммарная концентрация РЗЭ (Y, La, Pr, Nd) - от 72.97 до 80.44 мас. %. Комплексные фториды La, Nd и Al представляют собой ксеноморфные наросты в каолините. Суммарное количество La и Nd в минералах варьирует от 59.48 до 60.64 мас. %.

Оксид церия представлен изометричными включениями в бейделлитовой и нонтронитовой матрице. В парагенезисе с церианитом установлены ильменит, рутил и апатит.

Таким образом, в верхней части Абрамовского рудопроявления в процессе эпитермальной аргиллизации, обусловленной действием фтористоводородной и фосфорной кислот, произошло перераспределение рудных компонентов с образованием специфической фосфато-ванадато-фторидной редкоземельной минерализации.

Литература:

1. Середин В.В. О новом типе редкоземельного оруденения кайнозойских угленосных впадин // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1446 - 1450.
2. Середин В.В. Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 403 - 418.
3. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н. Новые данные об иттриево-земельных гидротермальных рудах с ураганными концентрациями РЗЭ // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 378 - 383.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ УЗЛОВ

Костин А.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Почти все крупные месторождения серебра и золота Верхоянской складчатой области характеризуются удаленностью от магматических очагов, что часто ставит под сомнение генетическую связь магматизма и оруденения. В тоже время, при детальном изучении месторождений становится очевидно, что они являются частью крупного рудно-магматического узла (РМУ) со своими рудно-формационными рядами. Степень эрозии РМУ различна, в большинстве случаев мы наблюдаем лишь пространственную корреляцию месторождений и мелких изометричных слабоположительных аномалий магнитного поля, которые подтверждают наличие на глубине интрузии. Редко месторождения локализованы непосредственно в интрузиве. Поэтому, одной из важных составляющих геологического изучения перспективных территорий является прогнозирование и выявление РМУ на основе интегрированных в единый ГИС-проект геофизических и геологических данных, космических съемок разного масштаба, цифрового рельефа и увязки их с благороднометалльными рядами рудных формаций.

Плотность точек минерализации

Рудные узлы выделяются средствами модуля Spatial Analyst «плотность» по компактному расположению месторождений, рудопроявлений и точек минерализации. Для построения карты рудных узлов в ГИС проекте создан слой «регистрационный кадастр месторождений полезных ископаемых», включающий более 10000 месторождений, рудопроявлений и точек минерализации. В пределах рудных узлов месторождения ранжированы по размеру (крупные, средние, мелкие и т.д.) и принадлежности к рудной формации. Полученная карта отражает плотность распределения месторождений полезных ископаемых и, в зависимости от радиуса влияния при вычислениях, может интерпретироваться как схема расположения металлогенических зон, рудных узлов или полей [1].

Изометричные слабоположительные магнитные аномалии

Большое значение для прогноза перспективных территорий и направления геолого-поисковых работ играют участки с контрастными магнитными аномалиями, изучение которых позволяет определить характер и форму скрытых рудогенерирующих плутонов. Локальные слабые отрицательные аномалии интерпретируются как зоны развития близповерхностных плутонов, не вскрытых эрозией. Положительные магнитные аномалии фиксируют зоны развития контактово-метаморфизованных пород, как правило выходящих на дневную поверхность и участки интенсивной жильной сульфидизации. Контуры с нулевыми значениями магнитного поля с тенденцией его увеличения к центру соответствуют крупным перспективным рудным узлам. Подобные аномальные участки без известной рудной минерализации следует рассматривать как потенциально-перспективные

благороднометалльные рудные узлы, которые можно рекомендовать для постановки поисковых работ [1].

Поля Fe-оксидной минерализации

Восточная Якутия имеет большой потенциал для успешных находок IOCG-проявлений с уникальными ресурсами золота. Общая металлогеническая специализация региона на серебро отразилась на комплексности Fe-оксидных Cu-Au руд – серебро является важным составным элементом, формирующим крупные ресурсы.

ГИС-технологии позволяют выявлять участки с проявлением разнообразной Fe-оксидной минерализации. Ярко-желтые цвета на космоснимках Landsat (комбинация каналов 3-2-1) соответствуют вкрапленной пиритовой минерализации, окисленной с поверхности. Темно-коричневые оттенки обусловлены окислением редких сульфидных прожилков. Насыщенные яркие коричневые цвета характеризуют Fe-оксидные брекчии, относимые к Fe-оксидному Cu-Au (IOCG) типу. Продуктивные на Fe-оксидный Cu-Au тип минерализации плутоны характеризуются наличием как внутри, так и в обрамлении полей, которые на снимках Landsat имеют яркие коричневые цвета.

Одним из выявленных объектов IOCG-типа является Реп-Юреинское проявление, ресурсный потенциал которого составляет: Au – более 800 т, Ag – более 70000 т, Cu – более 350 000 т [3, 4].

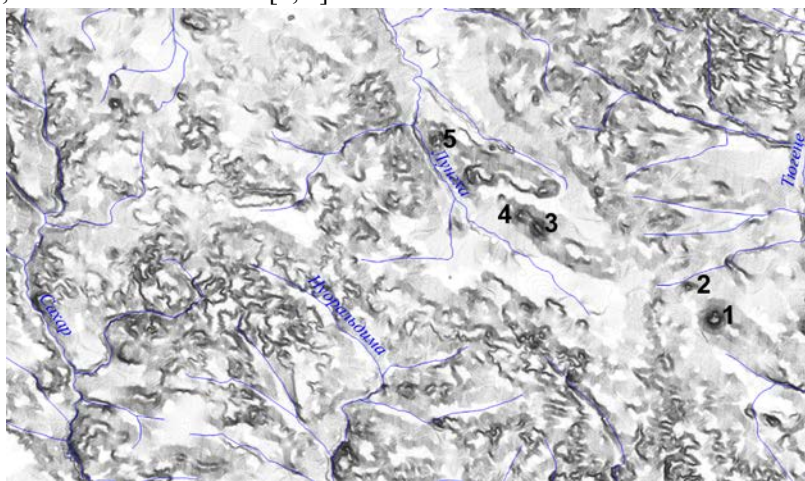


Рис. 1. Теневой рельеф Лено-Вилуйского водораздела и выделенные потенциальные вулканогенные структуры.

1 – Заверенный полевыми работами вулкан «Тень-01»; 2 – 5 – Предполагаемые структуры вулканического происхождения, требующие заверки.

Теневой рельеф

Новым направлением в поиске перспективных РМУ является применение теневоего рельефа. Теневой рельеф прорисовывает поверхность по-разному, в зави-

симости от угла освещения. При стандартных параметрах освещения – $135^\circ/45^\circ$ имитируется 3D поверхность. Те части поверхности, которые повернуты в сторону от источника света, будут выглядеть более темными, так как отражают меньше света. Если расположить источник света под углом 90° , то рельеф равномерно рассеивает свет, не проявляя теневых участков. При этом равнинные поверхности выглядят более светлыми, а на этом фоне более контрастно проявляются выступающие части рельефа, сложенные другими, более прочными, обычно магматическими породами [2].

К их числу относится впервые обнаруженная на Лено-Вилуйском водоразделе вулканическая постройка «Тень-01», сложенная дацитовыми и андезитовыми лавами. Кроме этого, по аналогичным внешним признакам можно выделить еще несколько подобных структур (рис. 1), которые формируют ранее неизвестную гряду вулканических образований и с которой может быть связана разнообразная рудная минерализация вулканогенно-осадочного типа.

Литература

1. Костин А.В., Гольцова А.С., Лысенко М.С., Труфакина Т.В. Прогнозирование благороднометалльных рудных узлов Западного Верхоянья (Восточная Якутия) с использованием ГИС // Тихоокеанская геология Т. 25 №5 2006. С. 62 – 72.
2. Костин А.В. Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование, 2010, №1, с.63 – 70.
3. 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.
4. Kostin A.V., Vedyayev A.Y., Rafat G. Iron oxide Cu-Au (IOCG) mineralizing systems: an example from northeastern Russia // The Journal of The Southern African Institute of Mining and Metallurgy. 2014. V 114. Pp 645–650.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АНОРТОЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНА ТЕНЬ-01 (ЗОНА ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ВЕРХОЯНО- КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»)

Костин А.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

На основе анализа теневого рельефа [1], сопоставления результатов с космическими снимками высокого разрешения и заверки полевыми работами на Лено-Вилуйском водоразделе в «зоне перехода» выявлена ранее неизвестная конусообразная вулканическая структура и ассоциирующие поля лав, лавобрекчий и

вулканических шлаков. По форме она представляет собой практически правильный конус с пологими склонами, усеченный приблизительно на одну треть и возвышающийся на 70 метров над окружающей местностью. Основание конуса является почти правильным кругом, 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 и расположен на отложениях батылхской свиты (145,8-124,5 млн.лет), редуцированных в аграфеновское (104-93,5 млн.лет) и чиримыское (93,5-86,6 млн.лет) время. Соответственно, возраст вулканизма - не древнее верхнего мела [2].

Вулканические породы представлены лавами и лавобрекчиями с пористой и ноздреватой структурой и темной окраской, по составу относятся к дацитам и андезитам. В лавах присутствуют крупные ксенолиты и блоки кристаллических пород, по химическому и минеральному составу соответствующие анортозитам. Анортозиты характеризуют сверхглубокий материал, доставленный к поверхности лавовыми потоками вулкана Тень-01, поэтому их минеральный состав представляет большой научный интерес.

Циркон встречается в виде короткопризматических кристаллов без следов растворения. В некоторых зернах циркона установлена примесь Hf до 1,13%.

Анортозиты имеют офитовую местами пойкилитовую структуру и состоят на 75% из полевого шпата, 23% – клинопироксена и около 2% шпинелидов. Из редких минералов установлены циркон, гранат, графит и самородные медь, алюминий, серебро (рис. 1), железо и олово. Составы всех минералов определены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV (аналитик Попова С.К.).

Полевой шпат по химическому составу относится к анортиту и образует таблитчатые, удлинённые, реже неправильной формы идиоморфные кристаллы.

Клинопироксен относится к группе Са-пироксенов, а благодаря необычно высокому содержанию Al_2O_3 соответствует эссенеиту [2]. Отдельные окрашенные в зелено-черный цвет призматические кристаллы эссенеита, приуроченные к пустотам достигают 1 см по длинной оси, в тоже время в основной массе их размер – не превышает 1 – 2 мм.

Шпинелиды относятся к магнезиоферриту и герциниту, имеют округлые очертания с элементами октаэдрической огранки и характеризуются структурами распада на титанистые ($TiO_2 > 3,0 \%$) и магниевые ($MgO > 15 \%$) разности. Установлена разновидность минерала с содержанием TiO_2 – 16,95% и MnO – 9,4%. Судя по разнообразию структур распада шпинелидов их разновидностей может быть гораздо больше.

Гранаты мелкие (до 10 мкм) по морфологии относятся к округлым. Согласно минеральному составу (в %) являются пироп (30,95) – альмандин (17,42) – андрадит (16,56) –grossулярами (35,06).

Графит обнаружен в форме прямых или изогнутых пластинок в межзерновом пространстве главных породообразующих минералов – анортита, клинопироксена и шпинелидов. Минерал мягкий, поэтому края его пластинок обычно завалцованы полировкой. Иногда встречаются каплевидные агрегаты, вероятно иной кристаллической модификации, для которой характерен высокий рельеф в полировках и внутренние рефлексы, свойственные прозрачным минералам. Это дает основание предполагать, что данная разновидность минерала может быть алмазом, но для более точной диагностики нужны специальные исследования.

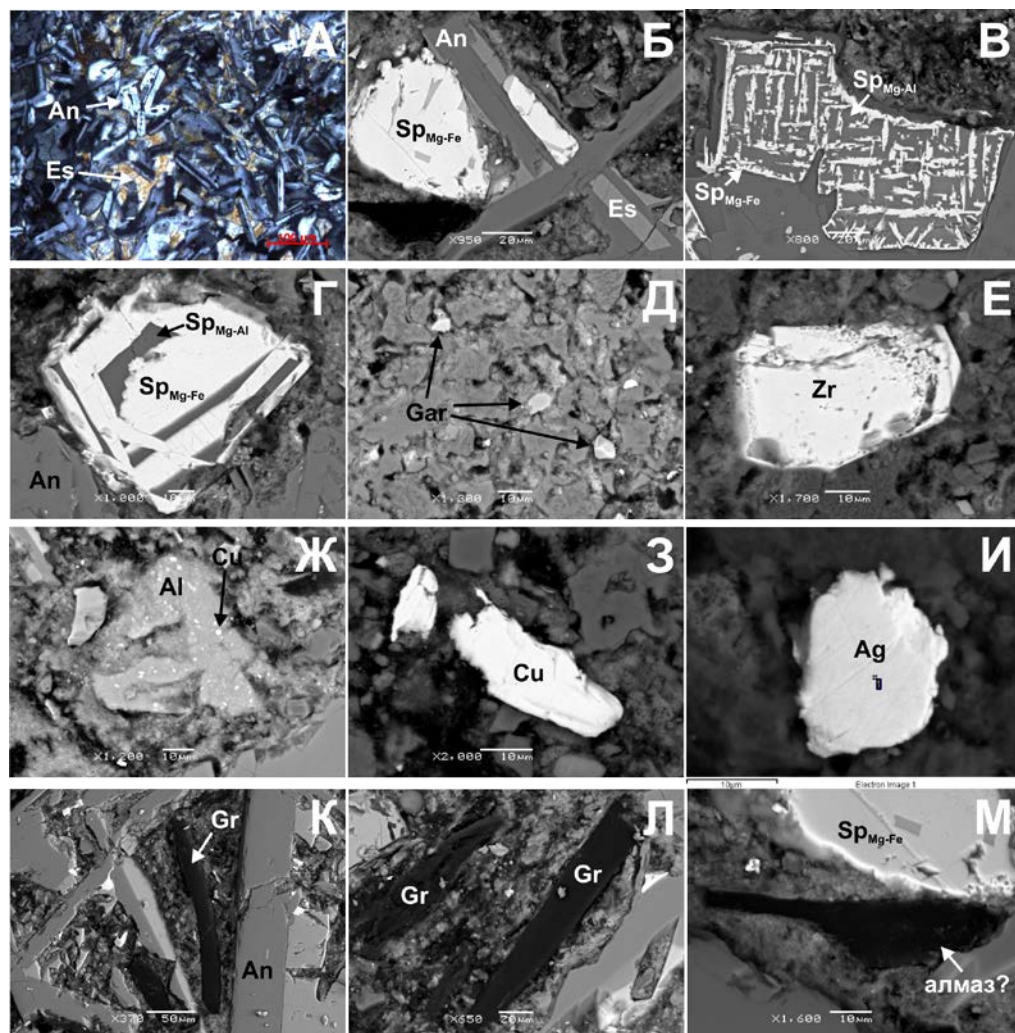


Рис 1. Минералы анортозитовых ксенолитов вулкана Тень-01.

А - Офитовая структура анортозита (шлиф), состоит из анортита (75%) и эссенеита (25%); Фотографии Б – М сняты на электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV: Б -

Магнезиоферрит в сростании с анортитом, эссенеитом и графитом; В и Г - структуры распада шпинелидов на магнезиоферрит и герцинит; Д - Гранаты; Е - Циркон; Ж, З и И - Самородные металлы; Формы выделений углерода: К и Л - графит; М - Предположительно алмаз с явно выраженными внутренними рефlekсами.

Сокращения: An - анортит; SpMg-Fe - магнезиоферрит; SpMg-Al – герцинит; Gar - гранат; Zr - циркон; Al - алюминий самородный; Cu - медь самородная; Ag - серебро самородное; Gr - графит.

Самородные металлы относятся к редким и обычно представлены обособленными изометричными, реже удлинёнными частичками с неровными краями размером в первые десятки мкм. Представлены медью (преобладает), алюминием, серебром, железом и оловом. Характерной особенностью минералов являются их примеси: Al (до 8,44%), Sn (до 16,06%) и Mn (до 2,23%) в самородной меди, Cu в самородных алюминии (до 2,11%) и серебре (до 9,2%), в самородном железе Mn (до 1,31%). Самородное олово химически чистое.

Работа выполнена в рамках моделирования и заверки скрытых рудно-магматических узлов средствами ГИС по базовому проекту НИР VIII.72.2.

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 (в печати).

ТИПЫ FE-ОКСИДНЫХ CU-AU ПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Кривошапки И.И., Костин А.В.

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

Общеизвестно, что Fe-оксидные-Cu-Au месторождения являются частью большой группы Cu-Au порфировых месторождений, генетически связанных с высоко-К гранитоидными интрузиями магнетитовой серии [3]. Месторождения данного типа активно изучаются в мире, соответственно увеличивается их генетическое разнообразие. При этом, территория Восточной Якутии остается не исследованной на предмет наличия Fe-оксидной-Cu-Au минерализации и форм ее проявления.

Fe-оксидная-Cu-Au минерализация Восточной Якутии формируются в связи с различными типами магматических проявлений и в широком интервале глубин,

что влияет как на морфологию рудных тел, так и вещественный состав руд (**таблица**).

На больших глубинах магма-флюидные системы не могут генерировать достаточно механической энергии для дробления вмещающих пород. При этом, Fe-оксидная минерализация может охватывать значительные объемы измененных интрузивных пород, а медная и золотая – носит вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер, формируя штокверковые тела с устойчивыми параметрами на глубину (*Кыс-Кюельский тип*).

Таблица.

Характеристика выявленных типов Fe-оксидных-Cu-Au проявлений
Восточной Якутии

Интрузивные породы		Эффузивные породы (покровы)	
Гипабиссальные интрузии гранодиоритов	Субвулканические интрузии гранит-порфиров	Покровы базальтов верхнего девона и отложениях вулканогенно-молассоидной формации верхнего девона - нижнего карбона.	
Примеры проявлений			
Кыс-Кюельское	Реп-Юреинское	Хуратское	Джалканское
Рудные тела			
Объемная залежь: замещенные гетитом гранодиориты пропитаны прожилково-вкрапленной и рассеянной минерализацией.	Плассеобразная залежь: в кровле интрузива поле брекчий с Fe-оксидным и арсенопиритовым цементом	Линейные крутопадающие тела: гематитовые брекчии с сульфидной минерализацией в подошве покровов базальтов	Плассеобразные залежи: эпидотизированные, карбонатизированные, хлоритизированные базальты с относительно равномерной вкрапленностью самородной меди.
Рудная минерализация			
Гетит, халькопирит, арсенопирит, тетраэдрит, самородные Au и Bi,	Гематит, гетит, халькопирит, арсенопирит	Гематит, халькопирит, ковеллин, молибденит, барит хромферрит.	Гематит, гетит, самородная Cu, ковеллин, халькопирит, барит самородный Pb.
Содержания в рудах			
Fe – не определялось; Au – 0,15-4,6 г/т; Cu – 0,014-0,53%; Ag – 22,4-3680 г/т;	Fe – 7,75-56,43%; Au – 0-7,55 г/т; Ag – 5,02-859,0 г/т; Cu – 0,01-4,2%.	Fe – 15,11-43,29% Cu – 0,023-0,083% Au – 0,1-17,5 г/т	Fe – 9,95-20,16% Cu – 0,011-3,98%

На малых глубинах в кровлях порфировых интрузий образуются рудные брекчии с гематитовым и гетитовым цементом, несущие дополнительно вкрапленную минерализацию сульфидов. Руды характеризуются более чем 20% содержанием оксидов железа и дефицитом сульфидов (*Реп-Юреинский тип*).

К новому перспективному для Якутии Fe-оксидному-Cu-Au типу проявлений относятся покровы базальтов с участками гематитизации с сульфидной и самороднометальной минерализацией. Руды формируются в приповерхностных условиях и характеризуются разнообразной морфологией (*Хуратский и Джалканский типы*).

Кис-Кюельское проявление (65,50°; 130,28°) расположено в восточном крыле Эндыбальской антиклинали и сложено отложениями кыгылтасской, хорокытской и эчийской свит $C_3 - P_1$. Магматические образования представлены Кис-Кюельским штоком площадью 1,5 км² и серией даек риолитов, дацитов, андезитов и долеритов, которые ороговокованы Кис-Кюельским штоком.

Строение штока неоднородное. Его центральная часть сложена гранодиоритами, периферийная – диоритами. Шток слабо эродирован, на его кровле сохранились останцы ороговикованных песчаников. Руды Fe-оксидного типа локализованы непосредственно в гранодиоритах и представлены сильно измененными до красно-коричневого цвета породами. В рудах постоянно отмечаются малахит и азурит. Часто встречается самородное золото, размеры золотин не превышают 1 мм [1].

Реп-Юреинское проявление (СШ 63,57°; ВД 143,28°) сложено терригенными отложениями верхоянского комплекса (T_2-J_3), прорванными редкими дайками долеритов (J_3) и небольшими интрузивами гранодиорит-гранитного комплекса (J_3-K_1) – Курдатский и Эргеляхский ряды, секущие складчатые структуры. Продуктивная минерализация Fe-оксидных брекчий пространственно приурочена к Реп-Юреинскому интрузиву, завершающему с запада Эргеляхский ряд плутонов и представленному цепочкой из 6 небольших по площади выходов (от 0,1 до 0,3 км², общая площадь 1,2 км²) порфировых интрузий, вытянутых в долготном направлении и локализованных в едином поле ороговикованных пород. Над невоскрытым эрозией Реп-Юреинским плутоном установлено поле гидротермально-измененных пород, представленное брекчиями с Fe-оксидным, реже арсенопиритовым цементом [2].

Получены предварительные данные, позволяющие прогнозировать перспективную Fe-оксидную-Cu±(Au,Ag) минерализацию, связанную с покровами базальтов хребта Сетте-Дабан.

На контакте покровов базальтовых порфиритов и доломитов бурхалинской и сегеняхской свит ($D_2br - D_3sg$) проявления **Хурат** (СШ 63,13°; ВД 138,20°) установлены и опробованы зоны брекчий с гематитовым цементом и вкрапленной сульфидной минерализацией. В пиллоу-лавах, сцементированных кремнистыми осадками насыщенными гематитом, установлены высокие содержания золота.

Миндалекаменные и гидротермально измененные прикровельные части базальтовых потоков проявления **Джалкан** (СШ 63,60°; ВД 136,46°) несут богатую медную минерализацию, сопровождаемую гематитизацией. Благороднометальное наполнение джалканских руд до конца не изучено, но перспективы достаточно высоки – аналогичные проявления самородной меди в базальтах месторождения

штата Мичиган (США) несут значительное количество серебра в самородной форме.

Литература:

1. Костин А.В. Использование ГИС-технологий для моделирования эндогенной зональности Кис-Кюельского месторождения серебра по результатам опробования коры выветривания (Западное Верхоянье, Якутия) // Материалы XIV международного совещания «Россыпи с месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин». 2010. С. 340 – 343.

2. 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.

3. Corriveau L. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold (+/-Ag,+/-Nb,+/-REE,+/-U) Deposits: A Canadian Perspective // Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9, 2009.

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА УЧАСТКЕ «БУРАННЫЙ» ТОМТОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЗМ

Ксенофонтова М.И., Легостаева Я.Б.

НИИПЭС СВФУ им. М.К. Аммосова, Якутск

ksemaria@mail.ru, ylego@mail.ru

Томторское редкометальное месторождение руд ниобия, редкоземельных элементов скандия и попутных компонентов является одним из самых крупнейших в мире и расположено в бассейне реки Анабар на севере Оленекского эвенкийского национального района республики Саха (Якутия) на территории Оленекского района на водоразделе рек Уджа - Чимара.

В августе 2014 года сотрудниками Научно-исследовательского института прикладной экологии Севера СВФУ проведены комплексные экологические исследования на территории участка «Буранный» Томторского месторождения РЗМ площадью 12,4 км², в рамках которых выполнены эколого-гидрохимические исследования основных водотоков участка: р. Поманисточка и ее притоков – безымянные ручьи, р. Онкучах в период летне-осенней межени. Кроме того, на «выходе» лицензионного участка исследованы р. Уджа с притоками и р. Анабар. В состав эколого-гидрохимических исследований входило изучение химического состава поверхностных вод и донных отложений.

Химико-аналитические работы проведены в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ (№ РОСС RU. 0001.517741 до 15.03.2015 г.)

методами потенциометрии, титриметрии, фотометрии, флуориметрии, капиллярного электрофореза, атомной абсорбции. Дополнительно выполнен комплекс работ в лаборатории геохимических методов поисков и разведки МПИ ГРФ СВФУ с использованием атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой ICAP 6000 (Intertech Corporation).

Питание водотоков на территории исследования 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. Исследованные воды прозрачные со светло-желтым и желтым цветом. В верховьях ручьев на заболоченных участках коричневого цвета, вероятно связано с повышенным содержанием растворенного органического углерода.

Таблица 1

Химический состав исследованных водотоков участка Буранный
и за ее пределами (август, 2014)

Водоток	Состав воды (по Алекину О.А.) [1]	Превышения в КПДК _{вр}	Индекс загрязненности вод
р. Поманисточка	ММ*, СК, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca HCO ₃ -Na-Ca	Fe 9,7	3 класс «умеренно-загрязненные»
руч. Безымянный 1	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 31,0 (устье) Mn 1,5 (устье)	5 класс «грязные»
руч. Безымянный 2	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	-	2 класс «чистые»
руч. Безымянный 3	ММ, СК, ОМ HCO ₃ -Na-Ca	Fe 9,5	3 класс «умеренно-загрязненные»
р. Онкучах	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 5,7	2 класс «чистые»
руч. Безымянный 4	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 3,0	2 класс «чистые»
р. Уджа	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 4,4	2 класс «чистые»
руч. Борто Токур	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 4,9	2 класс «чистые»
руч. Улэгир	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 2,2	2 класс «чистые»
руч. Чуомпэ Юрюете	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg-Ca	Fe 5,1	2 класс «чистые»
р. Анабар	ММ, Н, ОМ HCO ₃ -Mg	Fe 2,8	2 класс «чистые»

**Примечание: ММ-малая минерализация, Н-нейтральная среда, СК-слабокислая среда, ОМ-очень мягкая вода*

Ранее гидрохимические работы на территории исследований проводились фрагментарно, последние данные относятся к 2001 г., работы выполнены под ру-

ководством А.В. Толстова. В целом, химический состав вод на территории Томторского месторождения характеризовался как $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ и Na-Mg-Ca , ультрапресный с низким содержанием растворенных минеральных веществ до 0,2 г/л, пригодные в качестве питьевой воды [3]. По кислотно-щелочным свойствам воды относятся к нейтральным и слабощелочным типам с высоким содержанием элементов группы железа и рудных элементов (цинк и свинец).

Основные гидрохимические параметры исследованных вод, а также коэффициент превышения нормативов предельно-допустимых концентраций для рыбохозяйственных целей (далее КПК_{вр}) и качество вод по индексу загрязненности вод на период 2014 г. представлены в таблице 1.

Таким образом, поверхностные воды исследованных водотоков участка «Буранный» и за его пределами относятся к маломинерализованным со слабокислой и нейтральной средой, очень мягкой водой. Состав преимущественно гидрокарбонатно-магниево-кальциевый, также встречаются гидрокарбонатно-натриево-кальциевые воды. По индексу загрязненности вод выявлено, что изученные водотоки относятся к водам от 2-го «чистых» до 5-го «очень грязных» класса качества.

Донные отложения являются важным компонентом водных экосистем, аккумулятором и одновременно депонирующей средой различных поллютантов. Донные отложения исследованных водотоков участка сложены преимущественно илистым, суглинистым и супесчаным материалом с примесью органики. Нормативы предельно-допустимых концентраций для донных отложений отсутствуют, поэтому для их характеристики рассчитан локальный геохимический фон донных отложений поверхностных водотоков, протекающих на участке «Буранный» для подвижных и валовых форм элементов ($n=26$). По значениям коэффициентов концентрации (K_k) построены микроэлементные накопительные ряды, характеризующие состав донных отложений поверхностных водотоков, где цветом отмечены накопления валовых и подвижных форм микроэлементов (табл. 2). Большинство исследованных точек характеризуются большим микроэлементным спектром. Наибольшее накопление валовых и подвижных форм микроэлементов встречается в донных отложениях р. Поманисточка и ее безымянных притоков 1 и 2, в руч. Безымянный 4 – притока р. Онкучах. За пределами ЛУ - в р. Уджа и р. Чуомпэ Юрюете.

В составе валовых форм доминирует цирконий ($\text{Hi}= 48\%$), ниобий, торий и ванадий ($\text{Hi}= 44\%$), иттрий ($\text{Hi}= 40\%$), гафний ($\text{Hi}= 36\%$) и элементы легких и тяжелых лантаноидов иттриевой (например Sm - $\text{Hi}= 44\%$) и цериевой (например Nd и La- $\text{Hi}= 40\%$) групп. Ниобий и иттрий – это элементы, относящиеся к основным используемым компонентам руд, а цирконий, скандий, ванадий и гафний – это попутные компоненты Томторского месторождения РЗМ.

Кроме этого донные отложения р. Поманисточка обогащены подвижными формами Ni, Cu, Pb, As и Cr, безымянные ручьи 1 и 2, 4 – Mn, Co, Pb, Cd, Ni, р. Уджа и ее притока Чуомпэ Юрюете – Mn, Co, Cu, Ni.

Таблица 2

Геохимическая характеристика донных отложений поверхностных водотоков участка «Буранный»

Водоток	№ точки	Микроэлементный накопительный ряд
р. Поманисточка	Б-1	*Hf_{2,7} → Tb_{2,3} → Te_{2,2} → Sm_{2,1} → (V-Zr-Sn)_{2,0} → (Gd-W)_{1,9} → (Er-Li)_{1,7} → (Dy-Sc-Th-Ga-La-Y-Nb)_{1,6}
		**Ni_{3,4} → Cd_{2,6} → (Pb-Cu)_{2,4} → Cr_{2,1} → As_{1,9} → Co_{1,6}
	Б-3	V_{3,2} → Li_{2,8} → Hf_{2,7} → Th_{2,4} → Sc_{2,3} → (Te-Zr)_{2,2} → (Nb-Gd-Sm)_{2,1} → (Nd-Ga-Sn-Y)_{2,0} → (W-La)_{1,9} → (Er-Tb)_{1,7} → (Dy-Ce-Yb)_{1,6} Cu_{4,1} → Ni_{3,4} → (Cr-As)_{2,8} → Pb_{2,7} → Co_{2,3} → (Mn-Zn)_{1,7} → Cd_{1,6}
	Б-4	Hf_{2,1} → V_{1,8} → (Sm-Tb)_{1,7} → (Dy-Te-Th-La-Y-Nd)_{1,6} → Zr_{1,5} Ni_{4,8} → Cu_{3,8} → As_{2,8} → Cd_{2,6} → Pb_{2,4} → Co_{2,0} → Cr_{1,8} → (Mn-Zn)_{1,5}
	Б-8	Нет превышений
	Б-5	Sn_{2,0} → Tb_{1,7} → Hf_{1,6} → Zr_{1,5} Cd_{1,6} → Cu_{1,5}
	Б-6	Нет превышений
	Б-19	Нет превышений
руч. Безымянный 1	Б-17	Li_{2,6} → (Th-Nb)_{2,4} → V_{2,3} → La_{2,2} → (Rb-Sm)_{2,1} → Nd_{2,0} → (Be-Ce)_{1,9} → Y_{1,8} → Sr_{1,7} → (Dy-Sc-Gd-Yb-Ga)_{1,6} → Zr_{1,5}
		Mn_{5,4} → Cd_{4,4} → Pb_{3,8} → Ni_{3,6} → Cu_{3,2} → Zn_{3,0} → Cr_{2,6} → Co_{2,3}
	Б-2	V_{3,6} → Th_{3,5} → Li_{2,9} → Sc_{2,6} → (Sm-Nd)_{2,4} → Dy_{2,2} → (Hf-Ce-La-Y)_{2,1} → (Te-Sn)_{2,0} → (Gd-W-Zr-Nb)_{1,9} → (Er-Tb)_{1,7} → (Yb-Ga)_{1,6} Mn_{10,8} → Co_{6,6} → Ni_{6,1} → Cd_{5,7} → Cu_{5,3} → Zn_{4,6} → Pb_{3,9} → As_{3,5} → Cr_{3,1}
руч. Безымянный 2	Б-14	V_{2,6} → Nb_{2,4} → (Zr-Th)_{2,2} → Sm_{2,1} → Li_{2,0} → (La-Sc)_{1,9} → (Y-Gd)_{1,8} → (Ce-Nd)_{1,7} → (Te-Yb-Ga)_{1,6}
		Mn_{5,3} → Co_{3,0} → Pb_{2,6} → (Ni-Cd-Cr-Cu)_{2,5} → Zn_{1,7}
руч. Безымянный 3	Б-7	Нет превышений
р. Онкучах	Б-10	Nb_{1,9}
		Cr_{1,7}
	Б-11	Нет превышений
Б-12	Нет превышений	
руч. Безымянный 4	Б-18	V_{2,6} → Zr_{2,4} → Th_{2,2} → (Nd-Nb-Sm)_{2,1} → La_{2,0} → (Li-Sc)_{1,9} → (Y-Ce-Gd)_{1,8} → (Te-Yb-Ga)_{1,6}
		Cu_{3,5} → (Mn-Cd)_{2,7} → Ni_{2,6} → (Pb-As)_{2,4} → Co_{2,3} → Cr_{1,8} → Zn_{1,7}
За пределами ЛУ		
р. Уджа	Б-22	Nb_{6,6} → Nd_{5,2} → La_{5,1} → Ce_{4,2} → Sm_{3,4} → Pr_{3,0} → Y_{2,0} → (V-Eu-Zr)_{1,9} → (Dy-Th-Gd-Au)_{1,6}
		Mn_{2,6} → Co_{2,2} → Zn_{2,0} → (As-Ni)_{1,9} → Cu_{1,7} → Cr_{1,6} → Cd_{1,5}
	Б-26	Gd_{2,7} → (Nb-V)_{2,6} → (Sm-Zr)_{2,4} → Th_{2,2} → Y_{2,0} → (Li-La)_{1,9} → (Te-Nd)_{1,8} → (Er-Ce)_{1,7} → (Sc-Yb)_{1,6}

	Б-25	Нет превышений
		$Nb_{2,1} \rightarrow Nd_{1,9} \rightarrow V_{1,8} \rightarrow (Li-Sm)_{1,7} \rightarrow Th_{1,6} \rightarrow Zr_{1,5}$
		$Cu_{3,0} \rightarrow Cr_{2,5} \rightarrow (Mn-Ni)_{2,4} \rightarrow As_{2,2} \rightarrow Co_{2,1} \rightarrow (Pb-Cd)_{1,5}$
р. Борто Токур	Б-23	Нет превышений
		$Mn_{1,6}$
р. Улэгир	Б-27	Нет превышений
р. Чуомпэ Юрюе-те	Б-28	$Zr_{2,4} \rightarrow V_{1,8} \rightarrow (Sm-Y-Tb)_{1,7} \rightarrow (Gd-Nb-Nd)_{1,6} \rightarrow (Li-La)_{1,5}$
		$Ni_{4,7} \rightarrow Co_{2,8} \rightarrow Cu_{2,6} \rightarrow As_{2,5} \rightarrow (Mn-Cd)_{2,4} \rightarrow Pb_{2,2} \rightarrow (Cr-Zn)_{1,5}$
р. Анабар	Б-29	$Hf_{2,1} \rightarrow Tb_{1,7}$
		Нет превышений
	Б-31	$Hf_{2,1} \rightarrow Tb_{1,7} \rightarrow Pr_{1,5}$
		Нет превышений
	Б-30	$Hf_{2,1} \rightarrow Tb_{1,7}$
		Нет превышений
	Б-32	$Tb_{1,7} \rightarrow Hf_{1,6}$
		Нет превышений

*Примечание: *- накопление валовых форм микроэлементов; ** - накопление подвижных форм микроэлементов*

Для характеристики интенсивной водной миграции элементов используется коэффициент водной миграции (K_x) [2]. Коэффициент водной миграции во всех исследованных водах рассчитан по трем элементам: Pb, Mn и Fe. Выявлено, что в р. Поманисточка, Pb является очень подвижным мигрантом ($K_{Pb}=78,5$), Mn – легкоподвижным ($K_{Mn}=6,3$) и Fe – подвижным мигрантом ($K_{Fe}=2,1$). В руч. Онкучах Pb проявляет себя как очень подвижный мигрант с коэффициентом равным 76,1, а Mn и Fe выступают как подвижные мигранты ($K_{Mn}=2,5$; $K_{Fe}=0,9$). В безымянных ручьях 1 и 2 выявлено, что Pb является легкоподвижным мигрантом ($K_{Pb}=9,5-13,9$), Mn-подвижным ($K_{Mn}=0,2-0,3$), а Fe – слабоподвижным мигрантом ($K_{Fe}=0,03$). В руч. Безымянный 3 Pb проявляется как очень подвижный мигрант с $K_{Pb}=159,3$, Mn как легкоподвижный ($K_{Mn}=11,2$) и Fe как подвижный мигрант ($K_{Fe}=3,6$). В руч. Безымянный 1 исследованные три элемента являются подвижными с коэффициентами равными $K_{Pb}=4,9$; $K_{Mn}=0,3$; $K_{Fe}=0,7$.

Представленные данные являются начальным этапом изучения химического состава поверхностных вод и донных отложений водотоков Томторского месторождения редкоземельных металлов на стадии геологоразведочных работ и последующей добычи руд ниобия, редкоземельных элементов, скандия и попутных компонентов. Санитарно-токсикологическая значимость работ заключается в мониторинге очень подвижных и легкоподвижных мигрантов, таких как свинец, марганец и железо в системе: почвы-донные отложения-поверхностные воды.

Литература:

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии.– Л.: Гидрометеиздат, 1953
2. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. Изд. 2. Учеб. Пособие для студентов географ. и геолог. специальностей ун-тов.–М.: Высшая школа, 1975.– 342 с.

ФИЛОГЕНИЯ ПОДСЕМЕЙСТВА HARPOCERATINAE

Кузнецова О.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Современные представления о системе и филогении харпоцератин основываются на детальном онтогенетическом изучении внешней и внутренней морфологии раковин, проведенного многими исследователями [Дагис, 1974; Князев, 1991; Князев, Кутыгин, 2001; Князев и др., 2003; Князев, Мельник, 2004, 2005; Меледина, Шурыгин, 2000; Shindewolf, 1963; Howarth, 1992 и др.]. В результате этих исследований в объеме подсемейства Harpoceratinae Neumayr были установлены основные направления эволюции таких характерных признаков раковины как лопастная линия, общая форма и скульптура. Проведенная реконструкция онтогенезов лопастной линии всех изученных родов подсемейства Harpoceratinae позволила установить, что у всех представителей харпоцератин основным способом усложнения лопастной линии является возникновение новых умбональных лопастей на умбональном шве с последующим их смещением (начиная с лопасти U^3) на внешнюю или внутреннюю сторону оборота. Для всех таксонов характерно формирование на пятом обороте прямоугольного срединного седла, разделяющего вентральную лопасть и появление на третьем обороте двувершинной дорсальной лопасти (рис. 1).

На фоне однотипного развития лопастной линии, у отдельных родов отмечаются отклонения в порядке расположения некоторых умбональных лопастей, что впервые отметила А.А. Дагис (1974). Так, у родов *Tiltoniceras* и *Eleganticeras* лопасть U^3 расположена рядом с внутренней боковой лопастью I. Рядом с ней находится лопасть U^6 . Онтогенез лопастной линии этих родов завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 (рис. 1). Впервые реконструированный полный онтогенез лопастной линии рода *Harpoceras* (рис. 1) завершается формированием лопасти U^5 , располагающейся на умбональном шве. Характерной особенностью лопастной линии этого рода является появление в конце второго оборота или начале третьего двураздельной лопасти U^2 . Сравнение онтогенезов лопастной линии *H. exaratum* и *H. subplanatum* (ранее был описан как *Kolymoceras viluense* и рассматривался в качестве типового вида рода *Kolymoceras*) свидетельствует об их идентичности, что является подтверждением правильности отнесения рода *Kolymoceras* к числу младших синонимов рода *Harpoceras* [Donovan,

Callomon, Howarth, 1981; Howarth, 1991-1992]. Несколько иной тип развития лопастной линии отмечается у рода *Pseudolioceras* (рис. 1), для которого характерно смещение лопасти U^5 с умбонального шва на внутреннюю сторону оборота, где она располагается рядом с лопастью U^3 . Все остальные лопасти располагаются на внешней стороне оборота. Онтогенез лопастной линии рода также завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 . Следует отметить, что сравнение онтогенезов лопастной линии *Pseudolioceras s. str.* (рис. 1) и впервые реконструированного *Pseudolioceras (Tugurites)* Kalatchova свидетельствует об их идентичности, что еще раз подтверждает точку зрения большинства исследователей о неправомерности рассмотрения последнего в качестве самостоятельного рода. Таким образом, подсемейство Harpoceratinae характеризуется наличием трех трендов в эволюции лопастной линии:

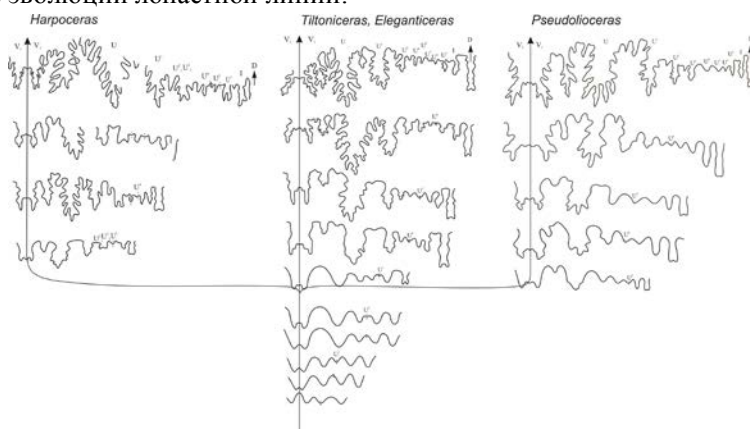


Рис. 1. Основные типы онтогенетического развития лопастной линии харпоцератин характеризующие отдельные роды *Tiltoniceras*, *Eleganticeras*, *Harpoceras*, *Pseudolioceras*

Первый тренд объединяет роды *Tiltoniceras* и *Eleganticeras*, для которых характерно смещение лопасти U^3 на внутреннюю сторону оборота, а лопасти U^5 на внешнюю. Онтогенез лопастной линии этих родов завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 .

Второй тренд представлен родом *Pseudolioceras*, который характеризуется смещением лопастей U^3 и U^5 с умбонального края на внутреннюю сторону, а остальных - на внешнюю. Онтогенез лопастной линии этого рода также завершается формированием на умбональном шве лопасти U^7 .

Третий тренд (род *Harpoceras*) характеризуется особым типом онтогенеза лопастной линии. На фоне сходного с другими родами харпоцератин развития лопастной линии, у этого рода появляется двураздельная лопасть U^2 . Характерной особенностью онтогенеза лопастной линии этого рода является также заметное отставание в появлении отдельных основных элементов по сравнению с таковыми у родов *Tiltoniceras*, *Eleganticeras*, *Pseudolioceras*. В результате этого замедления

на завершающей стадии развития лопастной линии формируется лишь лопасть U^5 , которая располагается на умбональном шве. Наиболее древним представителем подсемейства Harpoceratinae в изученном регионе является род *Tiloniceras*, представляющий начальный этап филогенетической линии, объединяющей роды *Tiloniceras*, *Eleganticeras* и *Harpoceras* [А. А. Дагис, 1974]. О генетической близости этих родов свидетельствует, наряду со сходным типом развития лопастной линии, закономерная направленность в изменении общей формы раковины и скульптуры (рис.2).

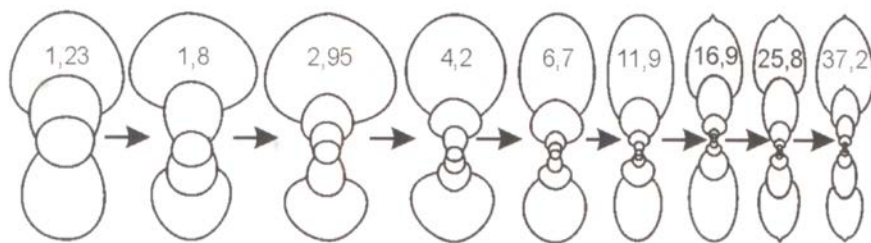


Рис. 2. Онтогенез формы раковины *Tiloniceras antiquum* (Wright). Все стадии зарисованы с экз.36/1: на поперечных сечениях раковины указаны их диаметры.

Основное направление эволюции общей формы раковин этой филогенетической линии сводится к постепенному обособлению умбональной стенки и умбонального перегиба, а также поглублению ребристости, которая со временем постепенно сдвигается вглубь онтогенеза. Основное направление эволюции рода *Harpoceras* продолжает возникшее у рода *Eleganticeras* дальнейшее обособление умбональной стенки и умбонального перегиба. Среди новых скульптурных образований, появившихся у представителей рода *Harpoceras*, следует отметить небольшие утолщения в точке слияния 2-4 ребер на 3-4 оборотах. Филогенетическую линию сибирских харпоцератин продолжает и завершает долгоживущий род *Pseudolioceras*, в составе которого установлен подрод *Tugurites* Kalatschova. 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 обособлении умбональной стенки и умбонального перегиба. Кроме того, при изучении онтогенезов скульптуры раковин тоарских видов рода *Pseudolioceras*, сменяющих друг друга в процессе эволюции, было установлено основное направление эволюции рода *Pseudolioceras*, проявляющееся в постепенном смещении вглубь онтогенеза «стадии ребристой раковины» [Князев, 1991]. Подрод *Pseudolioceras* s.str объединил ранних псевдолиоцерасов, раковины которых характеризуются ребристыми жилой камерой и ча-

стью предыдущего оборота, а иногда и полностью ребристым предыдущим оборотом. Для представителей подрода *Ps. (Tugurites)*, видовая диагностика которых всегда вызывала существенные затруднения, обусловленные отсутствием данных по их онтогенетическому развитию, характерно дальнейшее расширение «стадии ребристой раковины», охватывающей более двух оборотов, включая жилую камеру. В качестве признаков здесь выступают степень выраженности приумбо-нального валика и характер угловатости серповидного изгиба ребер. Таким образом, основное направление эволюции рода *Pseudolioceras*, установленное для тоарских представителей, отчетливо прослеживается и у более молодых видов подрода *Ps. (Tugurites)*. Установление этой закономерности позволило значительно облегчить видовую диагностику рода *Pseudolioceras*, являющегося основным элементом аммонитового комплекса тоарского яруса Северо-Востока Азии и единственным представителем аммонитовой биоты аалена и раннего байоса рассматриваемого региона.

Литература:

1. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. - Новосибирск: Наука. 1974, 107 с.
2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. 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. Калачева Е. Д., Сей И. И. (1972). Некоторые ааленские тихоокеанские аммониты // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., Наука. С. 89-101.
6. Князев В.Г. Тоарские Harposceratinae севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 37 – 46.
7. Мельник О.А., Князев В.Г. Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Harposceratinae* Северо-Востока России // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 84 – 87.

ГЕНЕЗИС И ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Кузь А.А., Галанин А.А.

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

Олозовые дюнные образования имели широкое распространение в Центральной Якутии в холодные эпохи позднего плейстоцена. Их разнообразный фациаль-

ный состав в свою очередь свидетельствует о сменах обстановки осадконакопления [5, 6]. В результате проведенной работы и анализа полученного материала были выделены этапы формирования комплекса дюнных песков Кысыл-Сырский, асовокупность признаков литогенного строения позволили четко идентифицировать древние дюнные образования в разрезах четвертичных отложений.

Первый этап накопления осадков относится к позднему плейстоцену. В течение этого интервала времени происходили сложные изменения климата, выразившиеся в смене холодных и теплых периодов (рис. 1) – зырянский и сартанский периоды, соответствующие этапам оледенений, разделенные межледниковьем – каргинским периодом.

Формирование песчаных отложений подстилающих тукулан происходило не ранее, чем в эпоху зырянского оледенения (71-57 тыс. л.н.) по С. М. Фотиеву [7]. Серые среднезернистые пески этой пачки были накоплены в условиях холодного и сухого климата в то время, когда преобладающее распространение получили перигляциальные степи, полупустыни и пустыни.

Формирование перекрывающих пески супесей произошло в период каргинского межледниковья. М.П. Гричук внутри каргинского периода выделяет различные стадии соотношения температуры и влажности, за максимумом влагообеспеченности следует максимум теплообеспеченности: стадия «тепло-сухо» (термоксеротермический климат); стадия «тепло-влажно» (термогидротический климат); стадия «холодно-влажно» (криогидротический климат), и стадия «холодно-сухо» (криоксеротический климат) [3]. В период «тепло-сухо» происходила деградация озер и накопление супесчаного материала, которое сменилось более увлажненным климатом. Рассчитанные значения асимметрии ($As = 0,03-0,07$) и модальной фракции ($Md = 0,03-0,09$) указывают на обстановку застойного водоема, в пойменных условиях, что в свою очередь также способствовало накоплению торфяного горизонта.

Каргинский криохрон выше сменяется сартанским (37-11 тыс. л.н.) с более суровыми климатическими условиями. Период 18-16 тыс. л.н. А.А. Величко выделяет как «главный климатический минимум плейстоцена» [1]. Но чередующиеся пачки песков средне- и мелкозернистого, супесей и суглинков, залегающих выше по разрезу, говорят о том, что на протяжении сартанского криохрона условия также не оставались постоянными. Последующее отступление и усиление суровости климата способствовали формированию супесчано-суглинистых прослоев и их полному промерзанию с образованием повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствует наличие льдонасыщенных тонкодисперсных отложений с повторно-жильными льдами в долине р. Линдэ и в верховьях р. Тюнг [2]. Значительное изменение статистических параметров подтверждает резкую смену климатических условий – от эоловых до пойменных. Так, асимметрия ($As = -0,03-0,17$) и мода ($Md = 0,31-0,34$) указывают на преобладающие периоды активизации ветрового переноса; $As = 0,32-0,55$ и $Md = 0,20-0,23$ – слабодинамичные русловые процессы, и $As = 0,45$ и $Md = 0,03$ – непосредственно пойменные условия.

Второй этап накопления осадков рассматриваемой толщи дюнных песков относится к голоцену. Согласно схеме Блитта-Сернандера голоцен разделяют на бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды. Климат в течение голоцена также не остается постоянным, но цикличность изменений носит более сглаженный характер. Время резкого потепления при переходе от позднеледниковья к голоцену произошло 10700 ± 200 л.н. [4]. В течение бореальной эпохи климат был ближе к современному. В это время преобладали условия, способствующие формированию пойменных отложений ($As - 0,55-0,84$ и $Md - 0,01 - 0,05$). Следующая за ней атлантическая и нижняя половина суббореальной эпохи отличаются неустойчивым климатом, где были выделены холодные и теплые периоды. К одному из холодных периодов, наиболее продолжительному (около 1 тыс. лет) приурочено накопление пачки хорошо отсортированных песков, отложение которых связано с активным ветровым переотложением вследствие сильного похолодания климата и уменьшения количества осадков порядка 5 тыс. л.н. ($As - -0,15 - 0,0$ и $Md - 0,31-0,34$).

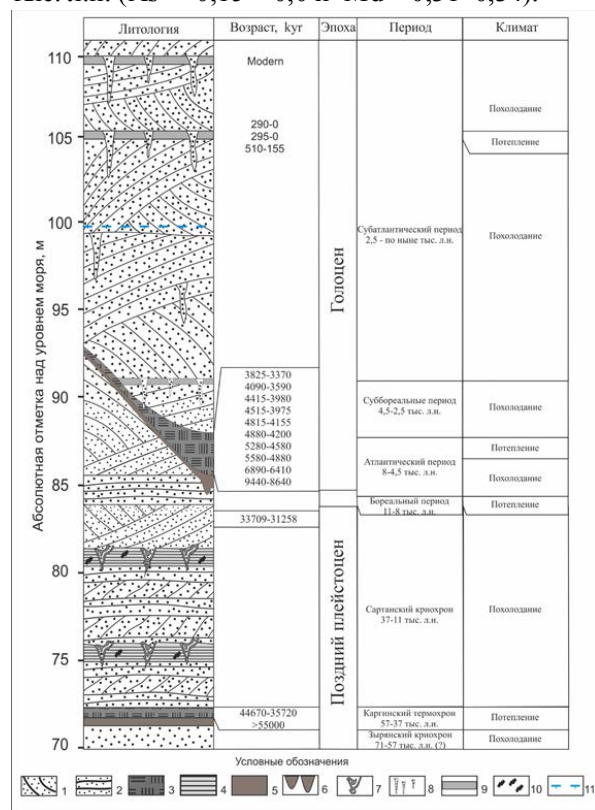


Рис. 1. Литологический разрез и генезис отложений комплекса дюнных песков Кысыл-Сырский. Условные обозначения: 1 – перекрестно-слоистые пески; 2 – горизонтально-слоистые пески; 3 – торф; 4 – супеси; 5 – суглинки; 6 – льдогрунтовые жилы; 7 – грунтовые жилы; 8 – песчаные жилы; 9 – погребенные почвенные горизонты; 10 – древесные остатки; 11 – подошва слоя сезонного протаивания

Во второй половине суббореальной эпохи отмечается значительное потепление. Ряд авторов относит этот период к климатическому максимуму голоцена [1, 4]. Характерно, что наряду с тенденцией к повышению температуры отмечается

увеличение влажности. Это нашло свое отражение в накоплении мощного горизонта торфяных отложений в результате активизации процессов заболачивания ($As - 0,11 - 0,27$ и $Md - 0,1 - 0,24$). После интервала значительного потепления климатического максимума голоцена следует некоторое понижение температуры, которое приурочено к субатлантической эпохе. В течение этого периода происходит переотложение ранее накопленных осадков. В связи с общим понижением влажности на территории Центральной Якутии снова активизируются эоловые процессы ($As - 0,11 - 0,2$ и $Md - 0,25 - 0,32$), что выражается в формировании дюнных комплексов. Но наличие погребенных почвенных горизонтов, свидетельствует о периодических непродолжительных интервалах смягчения климатической обстановки ($As - 0,01 - 0,04$ и $Md - 0,15$), что способствовало развитию растительного покрова и частичному закреплению песчаных толщ.

Таким образом, разрез Кысыл-Сырского тукулана, вскрытого в бассейне нижнего течения р. Вилюй, представляет собой естественную летопись климатической обстановки за последние 40–50 тыс. лет. Изучение строения этого тукулана позволило установить здесь два эпизода дюнообразования, оба из которых связаны с похолоданием и аридизацией климата во время сартанского криохрона и во второй половине голоцена. В основании разреза залегают аллювиальные и пойменные пески с прослоями растительного детрита, супеси и суглинки второй половины каргинского термохрона видимой мощностью до 12 м. Выше залегает маркирующий почвенный горизонт с линзами торфа мощностью до 2 м, сформировавшимся на протяжении бореального оптимума голоцена. Венчает разрез современный незакрепленный дюнный комплекс позднего голоцена с погребенными деревьями и фрагментами слаборазвитых почв.

Выполненные исследования и анализ результатов позволяет однозначно идентифицировать современные и древние дюнные образования и отличить их от других фаций Кысыл-Сырского тукулана.

Литература:

1. Величко, А. А. Криолитозона / А. А. Величко, В. П. Нечаев, В. В. Баулин, Н. С. Данилова // Атлас-монография “Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии”. Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза. – М. : ГЕОС, 2002. – Вып. II, ч. 1. – С. 38–55.
2. Геокриология СССР. Средняя Сибирь. / Под ред. Э. Д. Ершова. – М., 1989. – 414 с.
3. Гричук, М. П. Палеоклимат по палинологическим данным / М. П. Гричук // В сб. Географические исследования четвертичного периода : Изд-во Московского ун-та, 1982. – С. 45–57.
4. Кинд, Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным / Н. В. Кинд. – М. : Наука, 1974. – 216 с.
5. Урбан А.А., Галанин А.А. Новые данные о строении и возрасте отложений эолово-мерзлотных образований Центральной Якутии (на примере тукулана Кызыл-Сырский). Наука и образование. 2013, №1(69). Стр. 77–81.

6. Урбан А.А., Галанин А.А. Чжан Т.Р. Литолого-минералогическая характеристика перевеваемого песчаного комплекса «Кызыл-Сырский». Разведка и охрана недр. 2013, №12. Стр 23–27.

7. Фотиев, С. М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене / С. М. Фотиев // Криосфера Земли. – 2005. – т. IX, №2. – С. 3–22.

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИИ БОГАТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМТОР (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

**Лазарева Е.В.¹, Жмодик С.М.^{1,2}, Добрецов Н.Л.^{2,3}, Толстов А.В.¹,
Щербов Б.Л.¹, Карманов Н.С.¹, Герасимов Е.Ю.⁴, Брянская А.В.⁵**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ²Новосибирский государственный университет,*

³*Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН,*

⁴*Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН,*

⁵*Институт цитологии и генетики СО РАН*

Уникальный Томторский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов расположен на севере Республики Саха (Якутия). Массив округлой формы диаметром свыше 20 км, общей площадью около 250 км² имеет концентрически зональное строение [1, 2, 12, 13, 15, 16]. Центральное ядро сложено карбонатитами, а ультрамафиты и фойдиты образуют вокруг них неполное кольцо. Внешняя часть массива сложена щелочными и нефелиновыми сиенитами. По всем породам развита кора выветривания, наиболее мощная сформировалась по карбонатитам обогащённым фосфатами и REE. Наиболее богатые руды представлены пластовой залежью, выполняющей впадины на «просевшей» коре выветривания карбонатитового массива [7, 9, 10, 12, 13, 15, 16, 17, 18]. Руды тонкослоистые криптозернистые, содержат Nb, Y, Sc and REE в высоких концентрациях (в среднем Nb₂O₅ - 4.5 %, REE₂O₃ - 7-10 %, Y₂O₃ - 0.75 %, Sc₂O₃ - 0.06 %). Остаётся дискуссионным вопрос генезиса наиболее богатых руд Томторского месторождения. В данной работе представлены результаты изучения материала богатых руд Томторского массива, полученного при бурении колонковых разведочных скважин и отобранного в крупнообъёмную пробу для технологических испытаний в северной части участка Буранный. Основная масса исследованной руды сложена зёрнами менее 20 мкм. Руду составляют минералы групп монацита, пироклора и крандаллита с небольшой долей гётита, сидерита и сульфидов.

Минералы группы пироклора, имеющие исходное магматическое происхождение, в рудах Томторского месторождения значительно преобразованы и замещены

Ba-Sr-пирохлором и/или Pb-пирохлором. Замещение Nb в пирохлорах описывается двумя трендами: I – соответствует увеличению содержания Ti и II – увеличению содержания Ti и Zr. Минералы присутствуют главным образом в виде кристаллов, нацело преобразованных, но сохранивших исходную огранку, а также многочисленных раковистых осколков. Реже встречаются кристаллы исходного магматического состава с каймой замещения и «окатанные» фрагменты таких кристаллов. Присутствие относительно крупных кристаллов, большей частью или полностью замещённых, крайне трещиноватых и сохраняющих кристаллическую форму за счёт того, что они сцементированы другими минералами руд (сульфидами Fe, Cu, Pb, гояцитом), позволяет предположить, что некоторые магматические пирохлоры были замещены и преобразованы непосредственно в рудах, и это происходило параллельно с процессом рудообразования.

Минералы группы крадаллита в большинстве случаев наблюдаются в виде колломорфных выделений в полиминеральном дисперсном слоистом материале, где слои представлены преимущественно гётитом, либо монацитом-(Ce). Выделения имеют форму, близкую к шару, диаметром около 0.7 мкм. Доля гояцитового минала в них колеблется от 21 до 52 % и преобладает в 29 из 38 случаях; флоренситового - от 17 до 38 % и преобладает в 4х случаях; крадаллитового – от 7.7 до 34.5 %, доминирует в 5 случаях, минимум составляет горсейкситовый минал (8 до 19 %).

В рудах северной части участка Буранный выделения монацита-(Ce) имеют характерный облик. Повсеместно наблюдаются агрегаты, состоящие из полых калиброванных трубочек длиной 0.8-1.2 мкм и в диаметре 0.3 мкм (рис. 1). Распространены сферолитоподобные агрегаты, напоминающие биоморфные образования (рис. 1а), в которых монацитовые трубочки расходятся из общего центра (рис. 1б), или образуют кольцо с полый сердцевинной. Реже монацитовые трубочки по тому же принципу обрастают пластины или иглы несохранившегося объекта. Бывает трубки ориентированы в одном направлении или расположены хаотично. В одних случаях трубки очень тонкие, из-за чего агрегат выглядит воздушным; в других – более толстые; встречаются скопления трубок большой толщины, формируя агрегаты, которые выглядят как сплошная масса. Встречаются агрегаты короткопризматических зёрен от 0.2 до 0.5 мкм в длину.

Выделения монацита-(Ce) зачастую представлены экзотическими зональными микровыделениями или овальными выделениями. Содержание Ce_2O_3 колеблется от 26 до 31 масс. %, La_2O_3 - от 12.4 до 20.95 масс. %, Nd_2O_3 - от 4.58 до 9.83 масс. %. При увеличении времени набора спектра до 150 сек. в отдельных зёрнах установлено заметное содержание Eu_2O_3 – до 0.25 масс. %. Содержание Th в монаците не постоянно, как правило, ниже предела обнаружения, но местами достигает 1 масс. %. Помимо редкоземельных элементов при анализе минерала устанавливаются Ca, Ba, Sr, Fe, Al, Ti и Si. Выявленные формы монацита-(Ce) хорошо

сопоставляются с бактериоморфными структурами, сложенными фосфатами редких земель, полученными в лабораторных экспериментах по осаждению La и Ce микроорганизмами [20, 21, 22]. Для выявления деталей морфологии монацитовых трубок использовали метод просвечивающей микроскопии. Короткопризматические, короткостолбчатые изометричные зёрна монацита-(Ce), в длину достигающие не более 50 нм, незакономерно расположены на индивидах галлуазита. Генезис галлуазит-монацитовых образований ещё предстоит расшифровать в будущем.

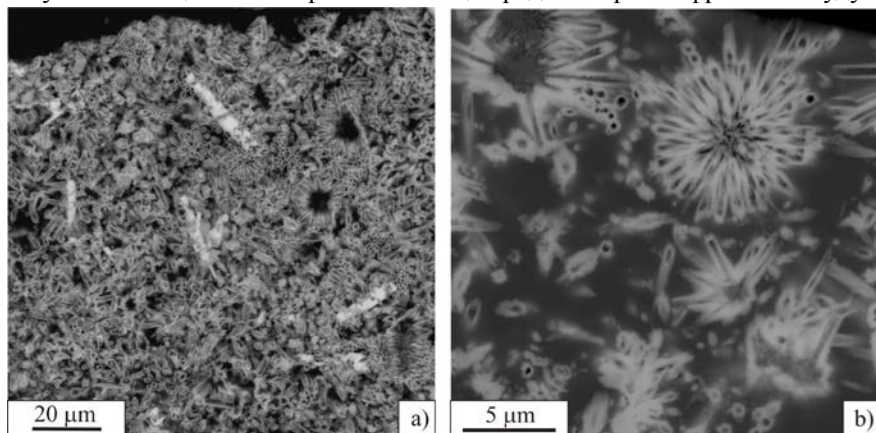


Рис. 1. Монацит(Ce)-галлуазитовые агрегаты из богатых руд северной части участка Буранный месторождения Томтор: а) трубчатые агрегаты в ассоциации с баритом (светлое), б) сферолитоподобные агрегаты.

Главные рудные минералы в большинстве не имеют признаков деформированности и транспортировки (переноса в водном потоке), за исключением некоторых зёрен пирохлора. Сохранение кристаллических форм как реликтовых, так и «аутигенных» минералов, тонкослоистая текстура руд свидетельствуют в пользу отсутствия или незначительного переноса материала и преобладания гидрохимического и/или биохимического осаждения большинства минералов из гидротермального раствора. В веществе руд обнаружены органические растительные остатки, следовательно, руды формировались в поверхностных условиях.

Таким образом, вещество богатых руд северной части участка Буранный месторождения Томтор, согласно нашим исследованиям, образовалось в гипергенных условиях. Размер минеральных частиц руд говорит о том, что большая часть вещества образовалась в результате гидрохимического осаждения из раствора. Основные рудообразующие минералы (пирохлоры, гояцит и монацит-(Ce) в совокупности с галлуазитом) объединяют осадочный и гидротермальный процессы как генетический (галлуазит, гояцит, монацит-(Ce)) или преобразующий (минералы группы пирохлора) фактор. Таким образом, руды могли формироваться в результате гидрохимического осаждения минералов в термальном водоёме, что подразумевает гидротермально-осадочный, или вулканогенно-гидротермально-осадочный генезис.

В непосредственной близости к югу от массива Томтор располагается зона Чымара с редкоземельной минерализацией, образовавшаяся в результате гидротермального преобразования рифейских отложений, с выявления которой и начались разведочные работы на Томторе [7, 9, 10]. Зона простирается в субмеридианальном направлении, располагается южнее массива Томтор и может служить дополнительным доказательством вышеуказанного генезиса. На основании знаний о минеральном составе уже на этом этапе можно оценить физико-химические условия такого водоёма. Минералы группы крадаллита отлагаются из раствора в диапазоне pH от 4 и почти до 8 в зависимости от концентрации фосфат-иона в растворе [19]. Галлуазит-монацитовые агрегаты могли сформироваться при изначальной сорбции галлуазитом фосфат-иона из раствора, если предполагать доминирование гидрохимического процесса в образовании руд. Фосфат-ион наиболее хорошо сорбируется галлуазитом при pH 6 [23].

Большая масса карбонатов, как внутри массива (карбонатиты), так и за пределами (вмещающие известняки и доломиты) должна была нейтрализовать растворы, если бы они были кислыми, следовательно, растворы, приходящие на поверхность вероятнее всего были щелочными или нейтральными. В результате каких же процессов произошло концентрирование фосфатов REE? Нельзя исключать, что одним из агентов образования руд Томторского массива могли быть микроорганизмы. Любой современный термальный водоём в наши дни населён микроорганизмами. Лимитирующим фактором развития микробных сообществ в термальных водоёмах являются в основном температура и pH.

Предыдущими рассуждениями уже было показано, что предполагаемый pH (6-8) термального водоёма массива Томтор мог быть вполне комфортным для обильного развития микробных сообществ. Важным может быть то, что максимальные концентрации редких земель приурочены к краям рудного тела, где и наблюдается максимальная микробиологическая деятельность и продуктивность, как это уже отмечалось в работе Жмура С.И. с соавторами [11]. В противоположность этому максимальные содержания пирохлора, очевидно являющегося «реликтовым» минералом гипергенного комплекса карбонатитов, тяготеют к придонной части предполагаемого водоёма. Последними работами установлена определяющая роль органического вещества в формировании современных фосфоритов и показано, что в присутствии белка зародышеобразование фосфата кальция идет намного быстрее и эффективнее [14].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00668; Интеграционных проектов СО РАН №40 и 94; Министерства Образования и Науки РФ.

Литература:

1. Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточная Якутия) // Геохимия. -1997. - № 9. С. 62-68.

2. Багдасаров Ю.А. Петрогеохимические критерии лампроитового семейства магматических пород и особенности формирования массива Томтор (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. – 2009. Т. 50, № 10. – С. 1178-1185.
3. Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 10. – С. 1038-1049.
4. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1443-1455.
5. Владыкин Н. В., Котов А. Б., Борисенко А. С. и др. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U–Pb- и ^{40}Ar – ^{39}Ar -исследований // ДАН. – 2014. Т. 454, № 2. С. 195–199.
6. Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика. – 2010. Т. 51, № 1. – С. 126-141.
7. Егоров Л.С., Сурина Л.П., Поршнев Г.И. Уджинский рудно-магматический комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1985, с.138-154.
8. Парфенов Л.М., Кузьмин М.М. (Ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука. – 2001. – 571 с.
9. Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатоносность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1980. – с. 84-100.
10. Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геология и минералогия Уджинской провинции (С-З ЯАССР). Советская геология. – 1981. – № 12. – С. 103-106.
11. Жмур С.И., Кравченко С.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // ДАН. – 1994. – Т. 336, №3. –С. 372-375.
12. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис массива Томтор (Север Сибирской платформы) // Геохимия. – 1992. – №3. – С. 1094-1110.
13. Kravchenko S. M., Pokrovsky B. G. The Tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposits, northern Siberia //Economic geology. – 1995. – V. 90, №. 3. – P. 676-689.
14. Титов А.Т., Батурин Г.Н. Микроструктура и механизм образования фосфата кальция в современных фосфоритах // ДАН. – 2008. – Т. 418, № 6. – С. 821-824.
15. Толстов А.В., Тян О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН. – 1999. – 164 с.
16. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.:ИМГРЭ. – 2006. – 212 с.
17. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального редкометалльного месторождения // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36, № 2. – С. 83-110.

18. Эрлих Э.Н. Найти месторождение // Звезда. – 2004. – № 10. – С. 181-201.
19. Dill H. G. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review //Earth-Science Reviews. – 2001. – V. 53, №. 1. – P. 35-93.
20. Jiang M., Ohnuki T., Kozai N. et al. Biological nano-mineralization of Ce phosphate by *Saccharomyces cerevisiae* //Chemical Geology. – 2010. – V. 277, №. 1. – P. 61-69.
21. Kazy S., Das S., Sar P. Lanthanum biosorption by a *Pseudomonas* sp.: equilibrium studies and chemical characterization HOR(S) // Journal of Industrial Microbiology&Biotechnology/ - 2006. - V. 33, № 9. - P. 773-783.
22. Mullen M. D., Wolf D. C., Ferris F. G. et al. Bacterial sorption of heavy metals //Applied and Environmental Microbiology. – 1989. – V. 55, №. 12. – P. 3143-3149.
23. Theng B. K. G., Russell M., Churchman G. J., & Parfitt R. L. Surface properties of allophane, halloysite, and imogolite //Clays Clay Miner. – 1982. – V. 30, №. 2. – P. 143-149.

КРИОГЕННАЯ АККУМУЛЯЦИЯ СТОКА ВОДЫ НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: АНАЛИЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

Лебедева Л.С.¹, Семенова О.М.^{2,3}

¹*Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, г. Якутск,
lyudmilaslebedeva@gmail.com*

²*НПО "Гидротехпроект", г. Санкт-Петербург; Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, omakarieva@gmail.com*

Около трети Верхнеколымского нагорья занято каменными осыпями. Несмотря на их широкое распространение, особенности динамики тепла и влаги в каменных осыпях остаются недостаточно изученными. Единственным в мире исследовательским бассейном, полностью покрытым каменными осыпями, является водосбор руч. Морозова на Колымской воднобалансовой станции. Он практически полностью лишен растительности и является уникальным объектом исследования. С 1969 по 1990 гг. на водосборе велись обширные исследования компонентов водного баланса, протаивания и промерзания грунта и сопутствующие измерения. Материалы наблюдений до сих пор анализировались лишь фрагментарно.

Целью исследования было провести анализ процессов формирования стока в специфических условиях каменной осыпи и адаптировать детерминированную модель формирования стока «Гидрограф» для расчета глубин протаивания и расходов воды на примере водосбора руч. Морозова.

Ручей Морозова с площадью водосбора 0.63 км² является правобережным притоком руч. Контактного. Высоты колеблются от 1200 до 1700 м со средним

значением 1370 м. Максимальный уклон склонов достигает 50° , а средний равен около 33° [6]. Среднегодовая сумма осадков составляет 350 мм, причём около 70% выпадает в твёрдом виде. Водный режим ручья характеризуется высоким весенним половодьем, и летне – осенней меженью, прерывающейся частыми дождевыми паводками [3]. Поверхность водосбора сложена крутыми глыбово-щебнистыми осыпями. На глубинах, примерно совпадающих с подошвой СТС, состав отложений резко меняется за счет заполнения пор крупнообломочного скелета песчано-супесчаным материалом [1]. В зависимости от содержания мелкозема и экспозиции склона глубина сезонноталого слоя (СТС) колеблется от 0.7 до 2,3 м.

При анализе хода температуры в профиле СТС крупнообломочных отложений бассейна руч. Морозов по своим экспедиционным данным Банцекина [2] описала специфичный процесс образования внутригрунтового льда при снеготаянии, который обуславливает сезонное и межгодовое криогенное перераспределение стока. Образование внутригрунтового льда начинается примерно на 7-10 дней раньше возникновения стока в замыкающем створе руч. Морозова и достигает максимума к середине снеготаяния, в конце мая – начале июня. Вытаивает лед в течение всего теплого сезона, чем вызвано наблюдающаяся в засушливые периоды зависимость стока ручья от температуры воздуха, а также невязка водного баланса за отдельные сезоны года. Так, в 1983 г. за холодный период до полного схода снега выпало 281 мм осадков и зафиксировано 190 мм стока воды в реке. За последующий теплый период выпало 133 мм осадков, а слой стока составил 200 мм. Специфический процесс криогенного перераспределения стока обычно не учитывается при гидрологическом моделировании.

В данной работе использовалась распределенная детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф» [4, 5, 7]. Алгоритмы модели описывают все основные процессы гидрологического цикла на водосборе от выпадения осадков до стока воды в замыкающем створе, а также процессы протаивания и промерзания почвы. Важно, что основные параметры модели задаются на основе независимой информации о почвах, растительности и других условиях на водосборе и не калибруются при расчетах. Входными данными модели являются суточные значения температуры, осадков и влажности воздуха. Выход модели – непрерывный суточный гидрограф стока в замыкающем створе и переменные состояния почвы и снега, включая температуру грунта, его влажность (льдистость), глубину протаивания. Моделирование глубин протаивания и расходов воды в замыкающем створе водосбора руч. Морозова проводилось для периода 1969-1990 гг.

В целях моделирования была разработана схема профиля грунта каменной осыпи и оценены почвенные параметры. Профиль имеет однородное строение и сложен обломками глинистого сланца разной крупности. Грунт характеризуется низкой водоудерживающей способностью, высоким коэффициентом фильтрации

и способностью легко проводить тепло (то есть низкой удельной теплоемкостью и высокой теплопроводностью). Такие свойства грунта обуславливают процесс быстрого и глубокого протаивания и быстрой фильтрации влаги.

Измеренные и смоделированные глубины протаивания хорошо согласуются между собой как по абсолютным значениям, так и по срокам протаивания-промерзания. Анализ результатов моделирования льдистости на различных глубинах профиля грунта позволяет сделать вывод, что модель «Гидрограф» адекватно отображает специфический процесс криогенной аккумуляции воды на водосборе. По косвенным оценкам Банцеевой [2] 40-60 мм внутригрунтового льда формируется каждую весну в СТС каменной осыпи. По результатам моделирования за 1969-1990 гг. это значение составило от 21 до 48 мм.

Измеренные и рассчитанные суточные расходы воды в замыкающем створе водосбора удовлетворительно согласуются друг с другом.

Результаты моделирования показывают, что принятая схематизация и значения параметров модели, описывающих свойства профиля грунта и водосбора, адекватны природе и могут применяться для расчета динамики тепла в почве и формирования стока в схожих условиях каменной осыпи на Северо-Востоке России.

Литература:

1. Банцеева Т.В., Михайлов В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1, с. 40-45
2. Банцеева, Т.В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Якутск, 2003. – 23 с.
3. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Попова Н.И. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов Верхней Колымы (по материалам Колымской водно-балансовой станции) – Вестник Северо-восточного научного центра ДВО РАН. 2006. № 4 – с. 12-19.
4. Виноградов, Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа. – Л.: Гидрометеиздат, 1988 – 312 с.
5. Виноградов, Ю.Б., Виноградова, Т.А. Математическое моделирование в гидрологии. – М.: Академия, 2010. – 366 с.
6. Сушанский, С.И. История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С. 18-35
7. Semenova, O., Lebedeva, L., Vinogradov, Yu. Simulation of subsurface heat and water dynamics, and runoff generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia // Hydrogeology Journal, 21(1), 2013. – P. 107-119 DOI:10.1007/s10040-012-0936-1

АССОЦИАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЭЛЬКОНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Лоскутов Е.Е.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г.Якутск

Эльконский золото-урановый район находится в пределах нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна в северной части Алдано-Станового щита – наиболее крупного выступа древнего складчатого фундамента Сибирского кратона [1].

В геологическом строении района принимают участие архейские метаморфические и ультраметаморфические образования кристаллического фундамента, докембрийские магматические дайковые комплексы, интрузивные щелочные породы и гидротермально-метасоматические образования мезозойского этапа тектоно-магматической активизации. С последней парагенетически связано образование сопряженных с гидротермальными жилами руд Эльконского рудного узла [3].

В разные годы на территории Эльконского золото-уранового района были проведены геохимические поиски с отбором проб из литохимических потоков, вторичных и первичных ореолов рассеяния химических элементов. В результате было выявлено значительное количество высококонтрастных геохимических аномалий золота и целого ряда других металлов, а на их основе рудопроявления и месторождения. Было установлено, что элементный состав многих аномалий характеризует их геохимическую специализацию, по которой можно прогнозировать разные типы оруденения. Сравнение элементного состава высококонтрастных аномалий с типоморфными рядами химических элементов уже известных рудных объектов Эльконского района, показало значительное их сходство. Используя это сходство и установленную сопряженность некоторых аномалий с ранее выявленными рудными образованиями, для которых установлен формационный тип, можно с достаточно высокой вероятностью прогнозировать аналогичные типы руд на основе высококонтрастных аномалий.

В 2009-2010 г.г. автор выезжал на полевые работы и произвел отбор 532 литохимических проб из первичных ореолов на 5 перспективных участках (Северный, Магнитный, Водораздельный, Центральный и Сохолоохский). Пробы проанализированы спектральным количественным анализом на 33 химических элементов. С учетом ретроспективных аналитических данных был сформирован массив из 1532 пробы. Из этого массива данных, для каждого участка были сформированы выборки, которые затем обработаны с применением математических методов, реализованных в алгоритмах программного комплекса статистического анализа данных SPSS-17.

Статистический анализ данных опробования 5 участков произведен по следующей схеме: анализ вариационных рядов содержаний химических элементов, построение гистограмм, расчет статистических параметров распределения и минимально-аномальных содержаний элементов, корреляционный, факторный и кластерный анализы. На основе полученных результатов в пределах 5 участков выявлены устойчивые ассоциации рудных элементов.

Участок Северный расположен в верховьях руч. Непроходимый, вдоль северо-восточного фланга Эльконского рудного узла. Через участок проходит одноименная минерализованная зона протяженностью 10 км, падающая на ЮЗ под углом 40° - 60° .

По результатам статистического анализа 497 проб, выявлены следующие ассоциации химических элементов: U-Th ($KK=0,9$), Ag-Tl-V-As-(Au) и Ni-Co. В пределах рудной зоны Северной обнаружены самые высокие концентрации Au (до 9 гр/т) и U (до $20 \cdot 10^{-2}$).

Участок Магнитный протягивается вдоль левого борта ручья Дрожжевого, а собственно зона Магнитная является северной оконечностью Сохсолохского разлома. Зона Магнитная представлена компактным, крутопадающим на ЮЗ разломом, выраженным с поверхности зоной трещиноватости, которая пересекает преимущественно биотит-амфиболовые граниты, гранито-гнейсы, реже амфиболовые гнейсы.

Корреляционным и факторным анализами установлены ассоциации химических элементов Au-Ag-Tl-As-V+Li, Sb-Cu, Be-Zr-Ti и Zn-Co-Ni. На участке Магнитный U и Th не проявляют высокой корреляции с другими элементами. Отмечается пониженная интенсивность гамма-излучения (до 76 мкр/час) [3]. Содержание золота на данном участке в среднем составляет 0,07 гр/т.

Водораздельная группа зон находится на водоразделе рек Курунг и Холодная, южнее участка Магнитный. Зоны располагаются непосредственно в метасоматически измененных бластомилонитах и представлены компактными телами.

По результатам статистической обработки 446 проб установлены три ассоциации химических элементов: U-Th ($KK=1,0$), Au-Ag-V-As-Tl-Sb и Cr-Ni-(Co). Среднее содержание Au = 0,2 гр/т, U = $0,22 \cdot 10^{-2}$

Зона Центральная расположена в верховьях руч. Минеевский. По данным статистической обработки 221 пробы, здесь выделены четыре ассоциации химических элементов: U-Th, Ni-Cr и Zn-Co и As-Tl-V-Sb-Ag. Хотя среднее содержание Au по участку составляет 0,36 г/т, что является наиболее высоким показателем его концентрации в пределах пяти участков. В отличие от всех остальных исследованных участков здесь золото не проявляет высокой корреляции с другими химическими элементами.

Участок Сохсолоох, находится на юго-восточном окончании одноименной зоны, расположенной на левобережье низовьев р. Холодная [2]. В пределах участка выделяются собственно следующие ассоциации химических элементов: U-

Th (к.к.=1), Au-Ag-V-As-Tl+W и Ni-Co-Cr. Отличительной особенностью данной зоны от остальных является то, что в ассоциации появляется W, а также выделяется группа Ni-Co-Cr.

В пределах участка Сохсолоох по данным пробирного анализа выявлены самые низкие концентрации Au, составляющие в среднем 0,06 г/т, а максимальные концентрации этого элемента достигают 2 г/т.

Интерпретация полученных результатов обработки показала, что в пределах всех пяти участков наблюдается устойчивая группа химических элементов с высокой ($KK > 0,5$) корреляционной связью Ag-V-As-Tl-(Au). Следует отметить, что в зоне Центральная Au не проявляет высокой корреляции с Ag, V, As, Tl, следовательно, условия метасоматического воздействия отличаются. А на участках Северный, Водораздельный, Центральный и Сохсолоохский коэффициент корреляции между химическими элементами U и Th равен 1.

Установлено, что радиоактивные элементы (U, Th) и благородные металлы (Au, Ag) не имеют значимых положительных корреляций. Данный факт указывает на то, что образование радиоактивных и благороднометалльных групп элементов происходили в разные этапы рудообразования, или из различных по составу магматических пород. Лишь в пределах участка Сохсолоох по результатам ранговой корреляции установлена связь между этими группами элементов на уровне 0,5, а в пределах зон Северная и Водораздельная на уровне 0,4.

В пределах зоны Магнитной U и Th не проявляют значимую корреляцию. Результаты замеров радиационного фона показали пониженный радиационный фон горных пород (максимум 70 мкр/час).

Выявленные ассоциации химических элементов с высокими концентрациями могут указывать на геохимическую специализацию первичных ореолов, что в свою очередь дает возможность прогнозировать на исследованных участках новые рудные объекты.

Литература:

1. Жижин В.И., Лоскутов Е.Е. Эльконская шовная зона, сектор крупного магматогена или горст // Наука и образование. Научный журнал. – Якутск: ООО «Издательство Сфера», 2013. - №1 (69) 2013. – С. 54-61.
2. Лоскутов Е.Е. Поэлементная геохимическая база данных участка Сохсолоох // Казанская наука. 2011. № 2. С. 278-279.
3. Лоскутов Е.Е., Жижин В.И. О геологической истории и генезисе образования золото-урановых месторождений Эльконского рудного поля // Наука и образование. Научный журнал. – Якутск: ООО «Издательство Сфера», 2014. - №4 (76) 2014. – С. 27-32.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА

Лыткин В.М., Галанин А.А.

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

Gidro1967@mail.ru

Хребет Сунтар-Хаята является одним из крупных центров современного оледенения Северо-Восточной Азии, где общая площадь ледников составляет 129 км². Проведенные авторами исследования на ледниках № 29 и 31 показали, что края ледников с 1945 г. по 2012 г. отступили на 400-300 м. граница ЕЛА повысилась на 60-100 метров с 2300-2340 до 2407±55 м. н.у.м., а общая площадь оледенения Северного массива хребта сократилась на 36% [1,6]. В период Малого ледникового периода ледники языки наступили на 700-600 метров от современного языка ледника и спускались до 2000 м н.у.в. [2,3].

Для максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения для хребта Сунтар-Хаята реконструируется мощное горное оледенение долинного и сетчатого типов, поэтому неоднократно высказывались предположения то том, что современное оледенение унаследовано от последнего оледенения позднего плейстоцена. Вместе с тем, размеры и хронологические рамки и климатические условия последнего позднеплейстоценового оледенения остаются предметом дискуссии. М.М. Корейша, изучая современные ледники хребта в период «Международного геофизического года» 1957-1959 гг., приходит к выводу о том, что во время последнего максимума ледники спускались до 1400-1600 метров н.у.м., где сейчас расположена граница леса [5]. Б.А. Корнилов и Е.М. Катаонов [4] отмечают существование трех комплексов четвертичных ледниковых образований разного возраста, отличие которых друг от друга заключается в особенностях морфологических характеристик и в степени сохранности компонентов ледникового рельефа. Авторы отмечают, что наиболее крупным было оледенение второго комплекса (первое позднеплейстоценовое (зырянское) оледенение). Где наиболее крупным ледников северного склона был Сунтарский ледник протяженность которого превышала 120 км [4]. Ледник представлял собой систему из двух крупных сливающихся ледниковых потоков. Один из них брал начало в районе массива г. Мус-Хая (ледники №29,30,31) и выходил в предгорье по долине р. Бургали. Далее он пересекал водоразделы рек Еймю и Петрушка и уходил в долину реки Сунтар, где сливался со вторым ледниковым потоком, двигавшимся со стороны верховьев реки Сунтар.

Сведения о хронологических рамках последнего позднеплейстоценового оледенения региона очень скудны. Е.В.Максимов на основании морфологических признаков и степени сохранности ледникового рельефа пришел к выводу, что максимум оледенения имел место во время сартанского криохрона, когда край

Сунтарского ледника опускался до отметок 900 м. н.у.м. Поскольку данное оледенение было максимальным по площади, то оно уничтожило все морфологические признаки более древних оледенений района. На основании возраста 10200 ± 200 (ЛУ-85) вложенных в морену аллювиальных песков первой надпойменной террасы р. Сунтар, авторами сделано заключение о том, что начало распада последнего оледенения произошло в интервале 11-9 тыс.л.н. [7]. Автор полагает, что сокращение Сунтарского ледника происходило непрерывно на протяжении всего голоцена и имело 7 стадий, следы которых фиксируются конечно-моренными комплексами. Несмотря на то, что в ходе изучения ледниковой морфоскульптуры были установлены эпигенетические ледяные жилы возрастом моложе 5,6 тыс. л.н., автор полагает, что современное оледенение является конечной фазой сокращения позднеплейстоценового Сунтарского ледника.



Рис.1. Схема исследуемого района и местонахождение описанного разреза.

В ходе комплексных исследований гляциально-криогенных образований массива г. Мус-Хая летом 2014 г. в долине реки Бурга (см. рис.1), берущей начало от ледников №29, 30, 31, нами был установлен разрез ледниковых отложений с горизонтом погребенных пней лиственницы, радиоуглеродный анализ которых позволил впервые предположить время начала последнего позднеплейстоценового (сартанского) оледенения. Исследованный разрез (см. рис. 2) расположен на левом берегу р. Бурга на абсолютной отметке 1580 м, что превышает положение верхней границы леса в настоящее время на 150-170 м.

Разрез характеризуется следующим строением (в метрах от уреза реки). В интервале от 0 до 5 м залегает пачка хорошо промытых гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем. Она перекрывается слоем супеси

мощностью около 1 м с линзами суглинков и примесью растительного детрита. В данном слое присутствует множество пней с раздробленными и сломленными в одном направлении верхушками. Направление слома совпадает с направлением движения палеоледника (вниз по долине). Примечательно, что корневая система всех пней четко привязана к одному и тому же горизонту и находится в естественном залегании *in situ* (см. рис. 3). Все пни имеют близкую высоту 0,8-1 м, что создает впечатление о воздействии на них механическим способом еще при жизни деревьев. На это также указывает факт полного отсутствия стволов, при большом количестве пней.

Выше по разрезу горизонт пней резко перекрыт грубообломочными валунно-щебнистыми плохо сортированными отложениями донной морены мощностью около 20 м. Поверхность морены на 1-1,5 м слабо переработана водно-ледниковыми отложениями, включающими маломощные линзы травянистого торфа.

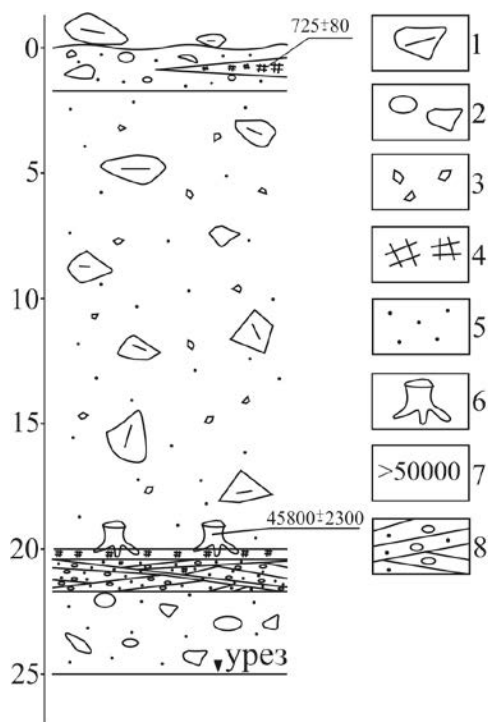


Рис. 2. Разрез Бургали-1

- 1 – слабоокатанные ледниковые глыбы;
- 2 – хорошо и средне окатанные обломки; 3 – щебень и дресва; 4 – торф;
- 5 разнотернистый песок и алеврит заполняющий пустоты между обломками; 6 – «пнёвый горизонт»;
- 7– место отбора образца на радиоуглеродное датирование и полученный радиоуглеродный возраст (ВР); 8 - супесь с галькой



Рис. 3. «Пнёвый горизонт»

Из «пневого горизонта» были отобраны образцы на радиоуглеродный анализ. Отобранный образец был представлен также на определение вида древесины в Лаборатории мерзлотного лесоведения ИПБК СО РАН Исаеву А.П. По результатам исследования годовичных колец Исаев А.П. установил, что данный образец относится к лиственнице. Радиоуглеродное датирование образца выполнено в лаборатории радиоуглеродного анализа ИМЗ СО РАН. Полученная датировка 45800 ± 2300 BP (см. табл. 1) указывает, что последнее позднеплейстоценовое оледенение активно развивалось во второй половине каргинского термохрона.

Таблица 1.

Радиоуглеродная датировка «пневого горизонта», установленных в ледниковых отложениях долине р. Бургали (хр. Сунтар-Хаята)

Лабораторный номер	Регион отбора	Широта	Долгота	Абс. Высота	Глубина отбора, м	Материал пробы	Вмещающие отложения	Радиоуглеродный возраст, BP	Календарный возраст, calBP
МРІ-46	Сунтар-Хаята, долина р. Бургали	62°45'08,33"	140°59'43,65"	1580	20	древесина лиственницы	валунно-щебнисто-галечная морена	45800±2300	> 45900

Причем климатические условия этого оледенения принципиально отличались от современных условий ледниковых районов хребта Сунтар-Хаята. Вероятно, что мягкие климатические условия второй половины каргинского термохрона сделали возможным "столкновение" наступающих краев ледников и верхней границы леса, которая была значительно выше современной. Это косвенно

указывает, что перигляциальный безлесный пояс перед ледниками тогда отсутствовал. В настоящее время между краями современных ледников и верхней границей леса существует интервал около 500 м по вертикали и около 30 км по горизонтали. Поэтому контакт между краями ледников и лесным поясом в современных климатических условиях принципиально не возможен.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 15-45-05064 p_восток_a

Литература:

1. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Катода Т.. Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лед и Снег, 2013, №4 (124), С. 30-43

2. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т. Возраст и размеры последнего ледникового максимума хребта Сунтар-Хаята на основе лишенометрии и теста остаточной прочности // Криосфера Земли, 2014, Т. XVIII, №2, С.72-83.

3. Галанин А.А., Лыткин В.М., Шишков В.А. Использование лишенометрии и теста остаточной прочности для оценки возраста голоценовых морен в горах Сунтар-Хаята // Лед и снег, 2014, № 2 (126), С. 102-112.

4. 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.

5. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята / Результаты исследований по программе Международного геофизического года / Гляциология. М.: Издательство АН СССР, 1963. № 11. 170 с.

6. Лыткин В.М., Галанин А.А. Динамика ледников хребта Сунтар-Хаята за последние 700 лет // Наука и образования, 2014, №1 (73), С. 74-79.

7. Некрасов И.А., Максимов Е.В., Климовский И.В. Последнее оледенение и криолитозона Верхоянья / Якутск: Якутское книжное издательство, 1973. 150 с.

ГДЕ МОГУТ «ПРЯТАТЬСЯ» АЛМАЗЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Люхин А.М.

VERALEX INDUSTRIES (PTY) Ltd

alex.lyukhin@gmail.com, <http://lyukhin.ru/>

Кимберлитовая трубка Удачная является крупнейшим месторождением алмазов в Далдынском кимберлитовом поле. Уровень современного эрозионного среза трубки оценивается в 200-250 м, так как в наиболее слабо эродированных частях поля кимберлиты выходят на поверхность на отметках 455-460 м - тр. Фестивальная, Иксовая, Академическая (тр. Зарница – 420-425 м). Но даже на этом уровне у

них отсутствуют кратерные части, а это значит, что первоначально они выходили на поверхность значительно выше. В связи с этим встает закономерный вопрос: куда же делось огромное количество алмазов из эродированной части трубки? По р. Далдын крупных россыпей алмазов не обнаружено, хотя ландшафтная ситуация в расположении трубки похожа на таковую в районе трубки Мир, где по рр. Ирелях и Малой Ботуобии обнаружены промышленные россыпи алмазов. Главным вопросом, определяющим возможность решения этой задачи, является время эрозионного процесса. Если трубка была эродирована в мезозое, то следы алмазов можно и не искать. Если же основная эрозия проходила в четвертичное время, чему имеются косвенные подтверждения, то, возможно, поставленная задача имеет решение. Одним из признаков поздней эрозии тр. Удачная является зараженность минералами-спутниками алмаза верховьев р. Орто-Силигир и его правого притока р. Кедэк.

При поисковых работах в верховьях р. Орто-Силигир по объекту «Ревизионный» в 4-х км вниз от устья р. Кедэк в мелкообъемной пробе, отобранной из современного аллювия, было обнаружено 2 алмаза массой 0.3 карат. Наличие алмазов в современном аллювии, при отсутствии коренного источника сноса, свидетельствует о размыве более древних аллювиальных образований (поймы или террасы), содержащих алмазы.

Четвертичная история развития этой территории могла развиваться по следующему сценарию. Основной транзитной артерией являлась р. Палео-Сытыкан, берущая начало от траппового плато и текущая в северном направлении (современное русло р. Сытыкан - р. Сугуннаах - р. Кедэк) до впадения в р. Орто-Силигир, где она меняла направление на северо-восточное вдоль дугового разлома (Рис. 1).

Река Далдын на том этапе являлась лишь ее притоком. Алмазы из верхних частей тр. Удачная сносились также в этом направлении, о чем свидетельствует ССЗ простираение (и само наличие) россыпи «Увальная», образование которой никоим образом не связано с современной гидросетью. Накопление этих алмазов могло происходить сразу за устьем р. Кедэк, где Палео-Сытыкан достаточно резко менял направление и скорость течения, а сам дуговой разлом являлся одновременно и ловушкой алмазов. В какой-то момент времени в район верховьев р. Сугуннаах упал крупный (около 100 м в диаметре) метеорит, образовавший ударный кратер («Сугуннаахский блок») диаметром 3 км, перегородивший течение этой палео-реки, за счет вала кратера. (Предпосылками, для отнесения этого объекта к ударной структуре, являются следующие признаки:

Геофизические - 1. Отрицательная гравитационная аномалия; 2. Интенсивная положительная магнитная аномалия при отсутствии каких-либо инородных геологических объектов.

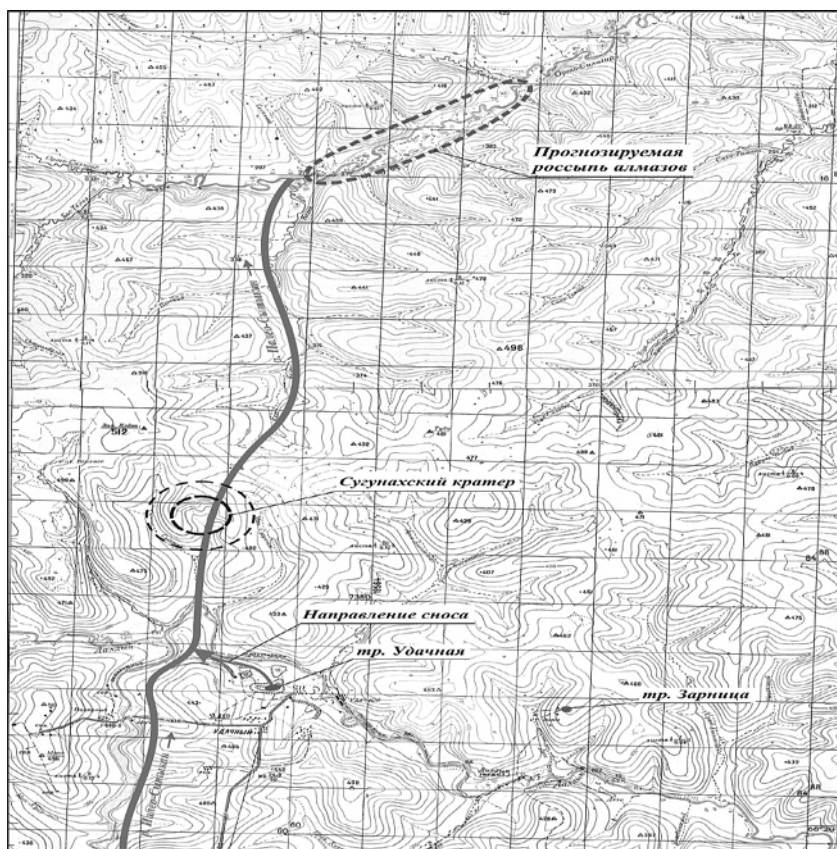


Рис. 1. Прогнозная схема палео-сноса алмазов от трубки Удачная (на основе топографической карты масштаба 1:200 000).

Структурно-морфологические - 1. Идеальная кольцевая форма на фоне слабой тектонической нарушенности окружающей территории; 2. Наличие приподнятого вала кратера.

Геологические, основанные на результатах бурения скважины № 90, пробуренной в центре структуры на глубину 1728 м [1] - 1. Породы внутри структуры интенсивно брекчированы и катаклазированы. Фиксируются частые зоны дробления, брекчирования, субвертикальные зеркала скольжения. С поверхности зафиксировано субвертикальное залегание пород (четкая вертикальная, крутопадающая слоистость). С глубиной субвертикальное залегание постепенно выполаживается, и на глубинах порядка 1300-1400 м слоистость ориентирована под углами от 0° до 20° к горизонту; 2. Отсутствие признаков наличия каких-либо интрузивных тел.)

Палео-Сытыкан по инерции еще какое-то время пытался «пропилить» это препятствие, о чем свидетельствует образование крупной петли в районе современного устья р. Сытыкан. Однако ему это не удалось и основной поток посте-

пенно стал смещаться в восточном направлении (р. Усук-Силигир, затем р. Чалбык), пока не сформировал современное русло (р. Далдын). Это объясняет зараженность МСА III-IV класса сохранности (и алмазами) долин вышеперечисленных рек.

В современном эрозионном срезе трубка Удачная выходит на поверхность на отметках 320-330 м. Наиболее высокая точка на водоразделе рек Сугуннах и Кедэк составляет 440 м. Расстояние от тр. Удачная до этой точки - 20 км. Средний современный уклон рек в этом районе составляет 1.5 м на километр (30 м на 20 км). Простой арифметический расчет показывает, что минимальная отметка, с которой мог происходить снос от тр. Удачная в р. Орто-Силигир, составляет $440+30=470$ м. Если принять, что эрозионный срез трубки составил 250 м, то получается, что 100-110 м верхней части трубки могли быть снесены в р. Орто-Силигир ($330+250-470=110$). Учитывая, что диаметр трубок сверху увеличивается, количество алмазов в этом объеме могло составить внушительную цифру.

Вышеперечисленные факты и предположения позволяют рекомендовать участок, включающий долину р. Орто-Силигир от устья р. Кедэк до устья р. Кыллах, как объект для поиска россыпных месторождений алмазов.

Литература:

1. Павлов В.А., 1984 г. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки м-ба 1:200 000 в Далдыно-Алакитском районе в пределах листов Q-49-XVI, XYII, XXII за 1980-1984 гг.

ЗАГАДКА ОБРАЗОВАНИЯ ЭБЕЛЯХСКИХ И МОЛОДИНСКИХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Люхин А.М.

VERALEX INDUSTRIES (PTY) Ltd

alex.lyukhin@gmail.com, <http://lyukhin.ru/>

В мире насчитывается около полутора десятка мест, где на обширных площадях присутствуют россыпи алмазов без «коренных» источников – побережье Юго-Западной Африки, Венесуэла, Бразилия, Австралия, Урал и др. К их числу можно отнести Эбеляхское и Молодинское поля россыпной алмазоносности на севере Якутии, коренной источник алмазов которых до сих пор не установлен. Ниже приводится объяснение их появления с позиций гипотезы ударного происхождения алмазов и кимберлитов, которая подразумевает, что россыпи алмазов образуются при наклонных ударах алмазоносных астероидов, в процессе которых

алмазы рассеиваются на обширных территориях вместе с отложениями ударных выбросов [4].

Эбеляхские россыпи простираются в зоне шириной около 80 км на территории с достаточно простым геологическим строением, где на поверхность выходят пологозалегающие карбонатные породы кембрийского возраста (Рис. 1).

Фрагментарно, на них залегают нижнемеловые отложения, которые приурочены к палеодепрессиям и карстовым образованиям в карбонатных породах. Они представлены континентальными осадками и состоят из переслаивающихся песков и глин, содержащих рассеянную гальку, гравий, углисто-сажистое вещество, угольную крошку, обломки угля и обугленной древесины, вулканический пепел. В песках наблюдаются линзы и прослои угловато-окатанных галечников. Галька обычно представлена карбонатными породами, часто окремненными, кремнями, кварцем. Мощность нижнемеловых отложений колеблется от 10 до 130 м. Из минералов спутников алмаза встречаются пикроильменит, пироп, циркон, хромшпинелиды и сами алмазы. Для этих пород также характерно повышенное содержание редкоземельных элементов (лантана, церия, иттербия). В 90-е годы на этой территории обнаружили несколько десятков магматических (!?) тел, сложенных аллитами — корами выветривания туфов щелочных базальтоидов [1]. Эти тела выполняют депрессии глубиной до 50 м в дислоцированных карбонатных породах. Размеры тел в плане составляют от 50х25 м до 120х90 м. В продуктах остаточных кор выветривания магматогенных образований, при петрографических исследованиях, установлены реликты магматических пород, характеризующихся лапиллиевой, бобово-лапиллиевой аккреционной текстурами, кристалло-витрокластической и кристаллокластической структурами. Содержание алмазов по отдельным телам кор выветривания туфов щелочных базальтоидов колеблется от 0,019 до 0,074 кар/т [1].

По данным Коптиля и Биленко [2], для алмазов из Эбеляхских россыпей характерно преобладание (50%) алмазов «эбеляхского» типа - темных, переполненных включениями графита комбинационных многогранников ряда октаэдромбододекаэдр V и VII разновидностей с легким ($\delta^{13}\text{C} = -22,54\text{‰}$) изотопным составом углерода, близким к изотопному составу рассеянного углерода земной коры ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$). Такие алмазы не обнаружены ни в одной из кимберлитовых трубок ЯАП. Кроме них широко распространены типичные округлые додекаэдровиды "уральского" типа (30%) с типичным для алмазов из кимберлитов изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -(3-9)\text{‰}$). Также присутствуют поликристаллы алмаза с лонсдейлитом (5%) и достаточно специфические желто-оранжевые кубоиды II разновидности по Ю.Л. Орлову (5%) с промежуточным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -13,6\text{‰}$). Для алмазов Эбеляхских россыпей также характерны: высокое содержание нелюминесцирующих в ультрафиолетовых лучах разновидностей, высокий средний вес алмазов, высокая степень сохранности кристаллов,

присутствие значительного количества алмазов с механическим износом, высокое содержание кристаллов с признаками природного растворения ("шрамы", коррозия, матировка), заметное содержание алмазов с зелеными и бурыми пятнами пигментации.

Вместе с алмазами в Эбеляхских россыпях по данным Округина [3] встречаются также золото, платина и корунд.

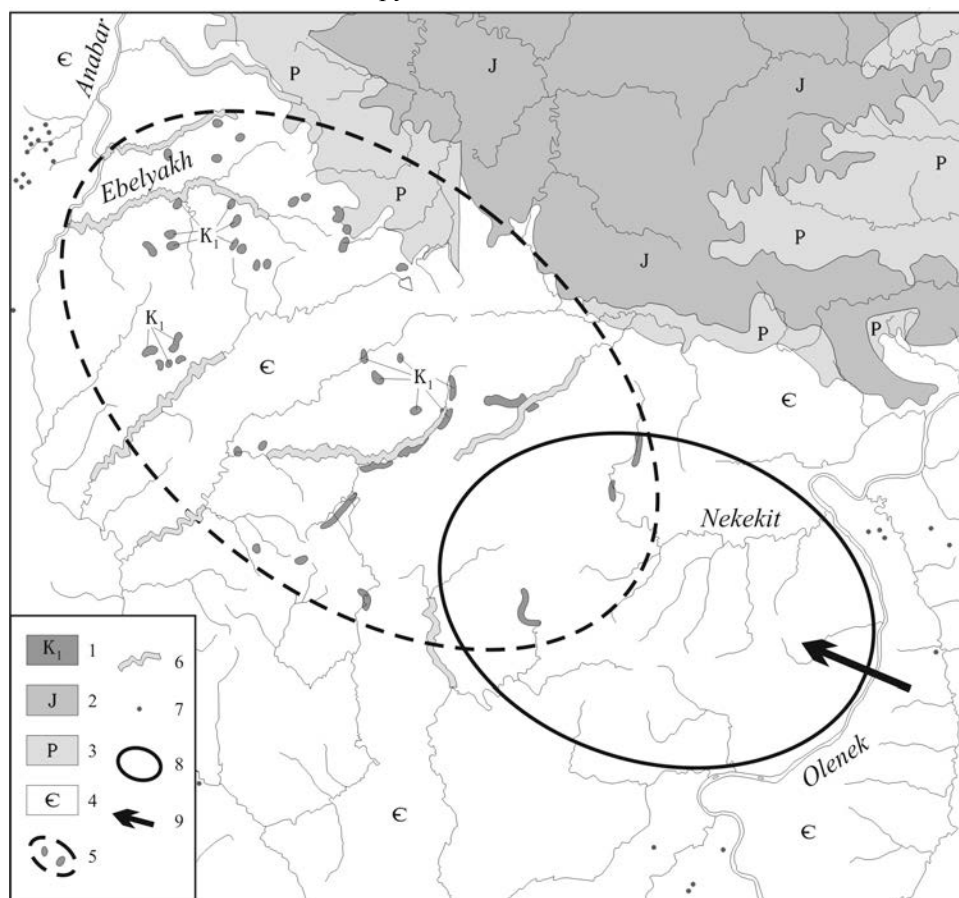


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части
Оленек-Анабарского междуречья.

1-4 - отложения и их возраст; 5 - ореол распространения нижнемеловых отложений; 6 - россыпи алмазов; 7 - кимберлитовые трубки; 8 - Некейская кольцевая структура; 9 - направление полета астероида.

Анализ вышеперечисленной информации показывает, что на данной территории в карстовых пустотах и палеодепрессиях среди однородных карбонатных пород кембрия встречаются остатки покрова нижнемеловых континентальных от-

ложений неясного генезиса и, значительно реже, отдельные тела сильно измененных туфов щелочных базальтоидов. И в тех и других присутствуют алмазы. Ореол распространения этих отложений, представляет собой вытянутый эллипс, который одним своим концом ложится на открытую часть кольцевой структуры, четко выраженную с 3-х сторон в современной гидросети. При этом все известные в этом районе россыпи алмазов пространственно связаны с этим ореолом (Рис. 1).

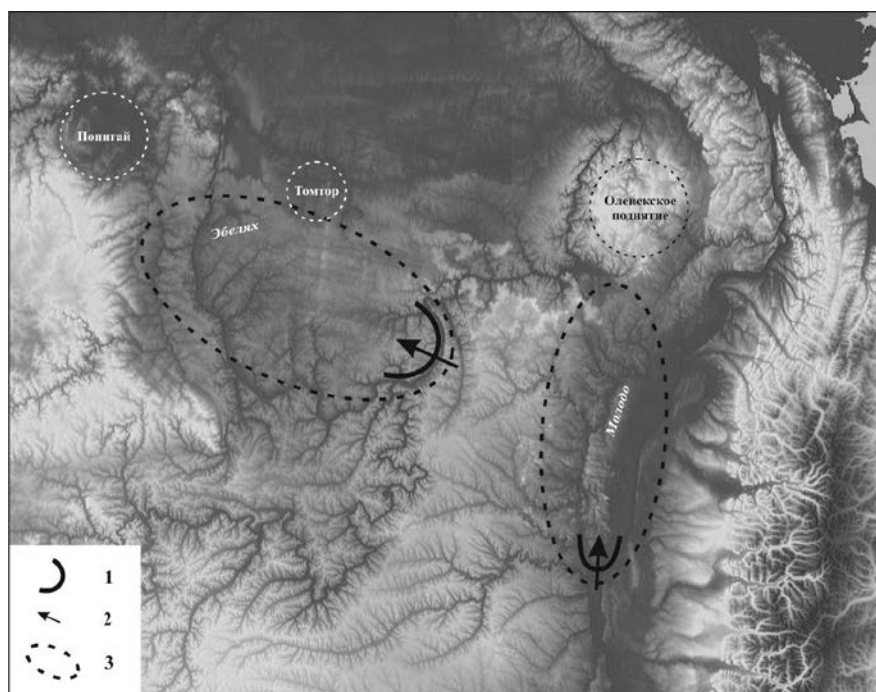


Рис. 2. Структурная позиция полей россыпной алмазоносности.

1 – «пятка» ударного кратера; 2 – направление полета астероида; 3 – ореол рассеяния ударных выбросов = граница поля россыпной алмазоносности.

С позиций ударной гипотезы, россыпи алмазов на этой территории образовались следующим образом. Здесь в позднем мезозое шло интенсивное накопление угленосных толщ, о чем свидетельствует наличие нижнемелового угленосного комплекса расположенного на смежной с севера территории в Лено-Анабарском прогибе. В середине раннего мела в район современной долины р. Некекит упал крупный (около 5 км в диаметре) астероид. К этому моменту на территории успела сформироваться достаточно мощная терригенно-угленосная толща. Астероид летел с юго-востока, о чем свидетельствует наиболее четкая выраженность и сохранность кольцевой структуры по долине р. Оленек, а также относительное рас-

положение отложений кратерных выбросов. Угол его падения был 10-20° и отложения выбросов после удара о Землю и взрыва накрыли обширную площадь на северо-запад от кратера (Рис. 1, 2). Реликты туфов щелочных базальтоидов – это ни что иное как остатки ударного расплава, а описанные выше нижнемеловые отложения – сохранившиеся к настоящему времени остатки отложений ударных выбросов. Именно за счет размыва этих отложений и сформировались промышленные россыпи алмазов на данной территории. При этом, интересно отметить, что присутствие корунда, платиноидов и аллитов очень сближает Эбеляхские россыпи с россыпями алмазов Нового Южного Уэльса в Восточной Австралии.

Историю образования алмазов разных типов можно проследить по изотопному составу углерода. С веществом астероида были принесены только алмазы с изотопным составом $\delta^{13}\text{C} = -(3-9)\%$. А основная масса алмазов (50-60%) образовалась в результате ударного метаморфизма за счет органических и неорганических углеродных соединений (угля, древесины, битума, метана, графита) земных пород – это алмазы V и VII разновидностей и поликристаллические лонсдейлит-содержащие алмазы. Желтые кубоиды, скорее всего, образовались за счет перекристаллизации части прилетевших алмазов во время удара. Удар, взрыв и перенос вещества в турбулентном воздушном потоке объясняют и другие морфологические и генетические изменения алмазов – формирование округлых алмазов "уральского" типа, кристаллов с признаками природного растворения, пластических деформаций и т.д.

По похожему сценарию образовались и Молодинские россыпи алмазов, охватывающие почти весь бассейн р. Молодо левого притока р. Лены (Рис. 2). Только в этом случае удар был более пологим, ударник поменьше и произошло это событие позже, в четвертичное время, а в породах мишени было мало углеродного вещества.

Литература:

1. Лелюх М.И., Стаднюк В.Д., Минченко Г.В. К вопросу о поисках коренных источников алмазов в Северной части Якутской алмазоносной провинции. Материалы НПК, посвященной 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК "АЛРОСА", Мирный, 1998.
2. Коптиль В.И., Биленко Ю.М. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования. Тр. ЦНИГРИ вып. 175, 1983.
3. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р. Анабар, северо-восток Сибирской платформы. № 5. С. 3.
4. Lyukhin, A. The Way of Diamond Placers of South-Western Africa came into being. 10th International Kimberlite Conference Ext. Abs 10IKC-067, Bangalore, India, 2012.

ВОДНАЯ МИГРАЦИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Макаров В.Н.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г.Якутск

Своеобразие процессов гипергенеза в области распространения многолетне-мерзлых пород позволило выделить самостоятельный тип перигляциального литогенеза, характерными чертами которого являются “постоянно существующая ассоциация двух фаз воды - жидкой и твердой и значительные амплитуды температуры” [8, стр. 142]. Можно считать доказанным, что физическое и химическое рассеяние элементов в условиях перигляциального литогенеза протекает достаточно интенсивно, особенно в пределах таликов и в сезонноталом слое.

Принципиальное значение имеет вопрос соотношения химического и физического выветривания, определения сравнительной роли механической и солевой форм миграции химических элементов. Химические процессы выветривания выражены в условиях криогенеза не всегда четко, но их масштабы весьма значительны [3, 7, 9 и др.]. Важнейшим показателем физико-химических и биогеохимических процессов, происходящих на отдельных участках земной поверхности, является величина выноса водой растворенных веществ. Количество и состав их характеризуют направление и интенсивность процессов взаимодействия воды с корой выветривания и биосферой, т.е. являются одним из геохимических критериев данного ландшафта.

Показатели ионного стока могут характеризовать интенсивность химического выветривания [1]. На относительное постоянство химического состава природных вод, а, следовательно, и величины выноса растворенных веществ обратил внимание еще В.И.Вернадский [2]. Речной сток твердых продуктов отражает интенсивность физического выветривания [6].

Для расчета количества продуктов твердого стока (физического выветривания) были использованы средние многолетние величины стока взвешенного и влекомого обломочного материала.

По количеству выносимых растворимых веществ с единицы площади на первом месте находятся реки, водосборы которых сложены преимущественно карбонатными породами. Менее интенсивный вынос отмечается для водотоков, расположенных среди гранитоидных, метаморфических и терригенно-карбонатных формаций. Реки, дренирующие в основном терригенно-гранитоидные формации, отличаются наименьшим модулем стока растворенных веществ.

Горные породы, распространенные в пределах водосбора обычно характеризуются большим разнообразием химического состава. Химический состав аллювиальные отложения водотоков представляют собой “природную среднюю пробу, характеризующую все разнообразие горных пород в бассейне денудации данного водотока” [5, стр. 63]. При анализе составляющих стока были использованы све-

дения о распределении химических элементов в донных отложениях водотоков, дающих усредненную картину состава горных пород по площади водосбора.

Таблица 1

Отношение растворенного и твердого стока в различных климатических зонах и геологических формациях

Климатическая зона	Геологические формации			
	Гранитоидные	Терригенно-гранитоидные	Терригенные	Карбонатные
Умеренная	1,8	-	0,8	4,6
Субарктическая	1,5	1,7	1,7	5,7
Арктическая	-	0,3	0,6	3,0

Отношение выноса реками растворенного и терригенного материала показывает соотношение физического и химического выветривания в современных климатических условиях. Химическое выветривание карбонатных пород происходит в 5-10, а для пород гранитоидных и метаморфических формаций в 1,3-2 раза интенсивнее, чем физическое. В тоже время для терригенно-гранитоидных формаций химическое выветривание составляет всего 0,2-0,5 объема дезинтеграции физическими процессами выветривания. Как в различных климатических зонах от умеренной до арктической, так и геологических формациях Якутии весьма ощутима роль современного химического выветривания (табл. 1).

Таблица 2

Ряды интенсивности водной миграции химических элементов в рудных ландшафтах Северо-Востока Якутии

Интенсивность водной миграции	Рудные ландшафты	
	Золоторудные	Сурьмяные
Очень сильная, $K_x = 100$ n	C, Cl, S	C, Cl, S, Hg
Сильная, $K_x = 10$ n	Ag, Ba, Sr, Au, Ca, Na, Mg	Sb, As, Mo, B, Ba, La, Ca, Na, Mg
Средняя, $K_x = n$	Pb, Ga, W, Mo, Mn, Co, Zn, Be	Ag, Sn, Pb, W, Cu, Au, Be, Zn, F
Слабая, $K_x = 0, n$	Sn, B, Ti, V, Cu, Cr, Zr	Ti, Cr, V, Ni, Zr, Mn, Co, Ga
Очень слабая, $K_x = 0, 0$ n	Ni, Fe, Al, Si	Fe, Al, Si

Примечание: K_x - коэффициент водной миграции [4]

Сведения о модулях твердого и ионного стока с учетом коэффициентов водной миграции элементов [4] позволяют оценить сравнительную роль механиче-

ских и солевых форм миграции для отдельных химических элементов и интенсивности водной миграции химических элементов в рудных ландшафтах (табл. 2).

Интенсивность водной миграции в рудных ландшафтах Северо-Востока Якутии высокая у таких микроэлементов как Ag, Au, Sb, As, Mo, B, Ba.

Литература:

1.Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. –М.: Наука, 1964. –44 с.

2.Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2: История природных вод // Избранные произведения. –М.: Изд-во. АН СССР, 1960.– Т. 4, кн. 2. – 651 с.

3.Дербенева М. М. К вопросу преобразования мерзлых пород под действием тонких водных пленок // Криогенные процессы в почвах и горных породах. –М.: Недра, 1965. – С. 105–113.

4.Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. –М.: Недра, 1972. –288 с.

5.Соловов А. П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. –М.: Недра, 1985. –294 с.

6.Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. –М.: Изд-во АН СССР, 1965. –Том. 1.– 212 с.;– Том. 2. –574 с.

7.Шварцев С. Л. Геохимическая деятельность мерзлоты // Природа. – 1975. – № 6.– С. 66–73.

8.Шилов Н. А. Основы учения о россыпях. –М.: Наука, 1981. –383 с.

9.Шилов Н. А., Луговой П. Н. Некоторые особенности гиперкриогенеза в геохимическом цикле // Перигляциальные процессы. Труды СВКНИИ.–Магадан, 1971.–Вып. 38.– С. 57–67

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГРАНИТОИДЫ ХУНГАРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА СИХОТЭ-АЛИНЯ: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Максимова Ж.В.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе широко распространены массивы высокоглиноземистых гранитоидов хунгарийского комплекса. На примере двух крупных массивов (Гобиллинский и Васильевский) рассмотрены особенности геохимии, порообразующей и акцессорной минералогии гранитоидов, полученных с помощью современных аналитических методов.

Проведенные исследования включали: силикатный анализ (рентгенофлюоресцентная спектрометрия), геохимию (ISP-MS) и минералогию (растровый электронный микроскоп) гранитоидов. Аналитические исследования проводились

в лаборатории физико-химических методов исследований ФГБУН ИТиГ ДВО РАН.

Гобиллинский массив расположен в центральной части Сихотэ-Алиня, точнее центрального Сихотэ-Алинского разлома. Площадь выходов массива составляет 300 км^2 . Васильевский массив находится в южной части Сихотэ-Алиня, западнее центрального разлома. Площадь выходов около 90 км^2 .

На классификационной диаграмме (рис.1) фигуративные точки составов пород Гобиллинского массива попадают в поля гранодиоритов, кварцевых монцонитов и гранитов.

Глиноземистость гранодиоритов повышенная $A/CNK = 1.6 - 2.1$, щелочность нормальная $K_2O+Na_2O = 5-7.5$, умеренные содержания $MgO+Fe_2O_3 = 6-7.3$, $CaO = 1-3$.

Глиноземистость монцонитов и гранитов $A/CNK = 1.4-1.8$, умеренная щелочность $K_2O+Na_2O = 6 - 8$, $MgO+Na_2O = 5-5.5$, $CaO = 1.5-2.5$.

Текстура пород массивная, структура – мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, гранитная, порфировидная с вкрапленниками плагиоклаза до 8 мм.

В составе гранодиоритов: кварц (20-25 %), кислый (альбит - олигоклаз) плагиоклаз (40-45 %), щелочные полевые шпаты (15-25 %), мусковит (до 5%), биотит (15-20 %) с содержанием MgO от 6 до 9 мас.%, FeO от 20 до 25 мас.%, TiO_2 от 3 до 5 мас.%.

Кварцевые монцониты Гобиллинского массива сложены кварцем (20-30%), плагиоклазом – олигоклазом (20-40%), калиевым полевым шпатом (25-40%), биотитом (20-30%) с содержанием MgO от 9 до 11 мас.%, FeO от 15 до 20 мас.%, TiO_2 от 3 до 5 мас.%.

В составе гранитов Гобиллинского массива: кварц (25-40%), кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (25-30%), калиевый полевой шпат (микроклин) (30%), мусковит (до 5%), биотит (10-15 %) с содержанием MgO от 5 до 8 мас.%, FeO от 20 до 25 мас.%, TiO_2 от 2,5 до 4 мас.%.

Среди аксессуарных минералов в гранитоидах Гобиллинского массива присутствуют кордиерит, циркон, идиоморфные кристаллы чаще пирамидального габитуса, размером 0.01-0.1 мм, в отдельных зернах примеси Hf от 1.5 до 3.6 вес.%, U 1 до 4 вес.%, монацит, идиоморфные кристаллы размером 0,02- 0.05 мм, , примеси La 10-15 вес.%, Pg 2-3 вес.%, Nd 8-10 вес.%, Th 4 вес.%, U 3.5 вес.%, Gd 1-1.5 вес.%, ксенотим, идиоморфные кристаллы размером 0.001 – 0.02 мм, содержащие примеси Yb 2-4.5 вес.% , U 1-3 вес.%, Gd 1.75-2.5 вес.%, Er 3-3.5 вес.%, Dy 2-4.5 вес.%, некоторые зерна метамиктны, апатит, ильменит с примесью Mn до 9 вес.%, пирит халькопирит, рутил, сфен, ториянит, гафнон.

Породы Васильевского массива хунгарийского комплекса по составу отвечают гранодиоритам и гранитам (рис.1).

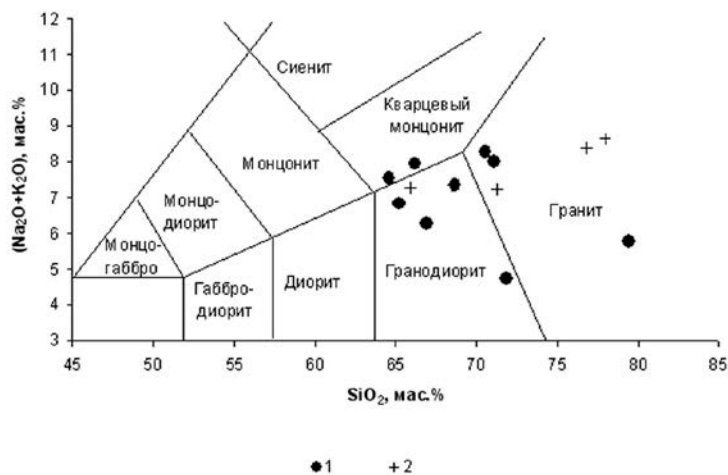


Рис.1. Составы гранитоидов Хунгарийского комплекса на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$, по [1].

1-Гобиллинский массив, 2-Васильевский массив

Глиноземистость гранодиоритов $A/CNK = 1.4-1.5$, умеренная щелочность $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 7-7.5$, $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4.5-5$, $\text{CaO} = 2.2-2.3$.

Глиноземистость гранитов $A/CNK = 1.5$, умеренная щелочность $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 7.5-8.5$, $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2-4.5$, $\text{CaO} = 1-1.75$.

Текстура гранодиоритов, гранитов массивная, структура-мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, порфировидная, с вкрапленниками плагиоклаза до 8 мм.

В составе гранодиоритов Васильевского массива: кварц (20-25 %), кислый (альбит-олигоклаз) плагиоклаз (40-45%), щелочные полевые шпаты (санидин-микроклин) (15-25 %), мусковит (до 5%), биотит (15-20 %) с содержанием MgO от 6 до 9 мас.%, FeO от 20 до 25 мас.%, TiO_2 от 3 до 5 %.

Акцессорные минералы Васильевского массива: кордиерит, циркон идиоморфные кристаллы чаще пирамидального габитуса, размером 0.01-0.2 мм, в отдельных зернах примеси Hf от 1.4 до 3.5 вес.%, U 1 до 2 вес.%, некоторые зерна метамиктны, монацит, идиоморфные кристаллы размером 0,01- 0.02 мм, , примеси La 10-12 вес.%, Pr 2 вес.%, Nd 8-10 вес.%, Th 5 вес.%, U 1.5 вес.%, ксенотим, идиоморфные кристаллы размером 0.001 – 0.005 мм, содержащие примеси Yb 2-6 вес.% , U 1-2.5 вес.%, Gd 1-2.5 вес.%, Er 3-5 вес.% , Dy 3-6 вес.%, апатит, ильменит с примесью Mn до 2 вес.%, пирит. В гранитоидах Васильевского массива обнаружены минералы с повышенным содержанием редкоземельных элементов.

Линии распределения содержаний редкоземельных элементов изученных пород имеют отрицательный наклон с преобладанием LREE над HREE. Для Гобиллинского массива $(La/Yb)_N = 3.5-38$, для Васильевского $(La/Yb)_N = 2.5-20$. Спектры распределения РЗЭ имеют отчетливую отрицательную аномалию по Eu.

Литература:

1. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Sci Rev., 1994, v. 37 (3-4), p. 215-224.

НОВЫЙ ПРОГНОЗИРУЕМЫЙ ТИП КРУПНООБЪЕМНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Мансуров Р.Х.

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

В центральной части Енисейской золоторудной провинции в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной на территории Северо-Енисейского района Красноярского края, ФГУП ЦНИГРИ в настоящий момент осуществляет поисковые работы на рудное золото.

Методика исследований

На начальном этапе изучения площади методикой работ предусматривалось комплексное применение геологических, геохимических, геофизических поисковых методов:

1) геологические маршруты, литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) и геофизические исследования (магнито-, грави-, электроразведка) по серии опорных профилей;

По результатам этих работ локализован участок постановки детализационных работ в южной части площади (уч. Южный). В пределах участка выявлена широкая (>1 км) рудоконтролирующая зона расщепления, сложенная гидротермально-метасоматически измененными породами с содержаниями золота до 0,15 г/т в ВОР.

2) геолого-поисковые маршруты масштабов 1:25 000, 1:10 000;

3) геохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1:50 000;

Последующие детализационные работы, выполняемые с целью выявления золотоносных минерализованных зон, осуществлялись согласно утвержденной ФГУП ЦНИГРИ методике проведения поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах [2] и включали в себя следующие виды исследований:

- 4) геохимические поиски по ВОР по сети 200x20 м;
- 5) копушение глубиной 0,8 м нижних частей склонов в пределах участка денудации, с интервалом 20-40 м между копушами;
- 6) проходку шурфов до коренных пород, с интервалом 10-20 м.

Проводилось шлиховое, литогеохимическое и сколковое опробование глубокого делювия горных выработок. Коренные породы в полостях шурфов опробовались бороздами.

Результаты исследований

Выявлена широкая (>1 км) аномалия золота ($\geq 0,003$ г/т в ВОР), отвечающая зоне складчато-разрывных деформаций уч. Южный. Зона локализована в восточном крыле антиклинали первого порядка в узле пересечения разрывов нескольких направлений: северо-восточного (предположительно, система разрывов, опирающихся к Ишимбинской зоне глубинных рудоконтролирующих разломов), северо-западного и субширотного (продольные складчатости нарушения, вмещающие жильные тела и интенсивно гидротермально-метасоматически измененные породы).

В пределах рудоконтролирующей зоны складчато-разрывных деформаций установлены золотоносные минерализованные зоны в центральной и восточной частях участка с содержаниями золота $\geq 0,03$ г/т в первичных ореолах (ПО) и в ВОР. Минерализованные зоны сложены окварцованными, анкеритизированными, сульфидизированными, насыщенными кварцевыми, (мусковит)–анкерит–кварцевыми жилами и прожилками породами. Мощность зон – 400 и более м, протяженность – более 1000 м. Минерализованным зонам отвечают шлиховые ореолы золота (3-5 знаков на шлик, максимально 21 знак). Золото мелкое – 0,2-0,4 мм.

Вмещающие породы представлены существенно карбонатными отложениями свит карточки и аладинской объединенных сухопитской серии среднего рифея – известковисто-глинистыми сланцами, мергелями, метаизвестняками, метадоломитами. Установлено пологое (30°) северо-восточное падение вмещающих пород, участками – 30° - 60° , что связано с интенсивно проявленной осложняющей мелкой складчатостью пород.

Локализация в существенно карбонатных отложениях свит карточки и аладинской среднего рифея является важной отличительной особенностью золоторудной минерализации уч. Южный. Известно, что большинство золоторудных месторождений Енисейского кряжа локализовано в нижележащих туфогенно-карбонатно-терригенных флишеидных черносланцевых углеродсодержащих отложениях раннего-среднего рифея (удерейская, горбилоская, кординская свиты)[4].

В пределах минерализованных зон выделяются эпицентры (рудные зоны) повышенных содержаний золота ($\geq 0,1$ г/т в ПО и ВОР), представляющие собой участки насыщения прожилками и жилами (8-12 и более шт. на 1 пог.

м)(анкерит)–кварцевого состава и вкрапленностью пирита (более 5-7об. %). Рудные зоны достигают мощности 200 м при протяженности до 1000 м, имеют продольную складчатости ориентировку и характеризуются линейно-штокверкоподобной морфологией.

В зонах развития кварцевой жильно-прожилковой минерализации достаточно интенсивно проявлены процессы серицит-мусковитизации и железо-магнезиальной карбонатизации (бурошпатизации), в основном в зальбандах жил и прожилков. При этом, бурошпатизация развита в самостоятельных тонких (≤ 1 мм) секущих и послойных прожилков, будинок (линз), а также вкрапленности по массе во вмещающих породах, образуя широкий ореол, развитый в пределах всей зоны расланцевания. Процессы бурошпатизации, очевидно, проходили в несколько этапов, связанных с оруденением уч. Южный. По данным А.И. Иванова процесс формирования золотоносных зон бурошпатизации является рудно-подготовительным и золоторудные месторождения в пределах этих зон образуются при переработке золотоносных пород последующими процессами [1].

Сульфидная минерализация развита, в основном, в виде вкрапленности пирита во вмещающих породах. Преобладает крупная вкрапленность (1-4 мм и более), преобладают кубические монокристаллы и их сростки (до 80% объема сульфидной массы). Менее распространены кубоктаэдры и октаэдры (до 25%), пентагон-дodeкаэдры (до 10%).

По периферии аномалий золота в ВОР выявлены аномалии цинка ($\geq 0,007\%$). Аномалиям золота отвечают аномальные поля марганца ($\geq 0,2\%$), развитие которых связано с широким распространением минералов железо-магнезиальных марганецсодержащих карбонатов на исследуемой площади, усиливающимся в золотоносных минерализованных зонах.

По данным ЗАО «ВИРГ-Рудгеофизика» рудоконтролирующая зона расланцевания уч. Южный и золотоносная минерализованная зона в ее пределах выражены положительной аномалией вызванной поляризации и низкого кажущегося сопротивления в карбонатных породах свит карточки и аладинской, что свидетельствует о наличии зоны интенсивной трещиноватости и о повышенном содержании сульфидов. В аэромагнитном поле фиксируются смещения и разрывы осей слабых магнитных аномалий, что также говорит об интенсивной тектонической проработке.

Таким образом, на данном этапе исследований впервые в регионе прогнозируется выявление крупнообъемного золотого оруденения штокверкового типа с невысокими средними содержаниями золота, локализованного в карбонатных отложениях свит карточки и аладинской среднего рифея. При современных технологиях обогащения объекты такого типа представляют реальный интерес для промышленной отработки [3].

Результаты поисковых работ показали высокую эффективность и информативность новой методики поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах (опорные профили, комплекс литогеохимического, шлихового и сколкового опробования глубокого делювия в шурфах и копушах), позволившей максимально точно определить места заложения горных выработок с целью продолжения ГРР для локализации прогнозных ресурсов категории P_2 .

Литература:

1. Иванов А.И. Золотоносность Байкало-Патомской металлогенической провинции: Дисс. д-ра г.-м. н. – М., 2010. – 348 с.
2. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах /Руды и металлы, №1, 2014.– М.:ЦНИГРИ.–36-42 с
3. Мансуров Р.Х. Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал): Автореф. дисс. к.г.-м.н.–М., 2013.
4. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири // Под редакцией С.С. Сердюка. Красноярск, 2010. – 584 с.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА СУНТАРСКОМ ЛИЦЕНЗИОННОМ УЧАСТКЕ И ОЦЕНКА ЕГО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО ДАННЫМ ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Марсанова М. Р.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Сунтарский лицензионный участок находится в Западно-Вилуйской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. В непосредственной близости от участка открыты Верхневилучанское, Вилуйско-Джербинское нефтегазоносные месторождения.

Сунтарский ЛУ расположен в непосредственной близости от наиболее перспективной в нефтегазоносном отношении Непско-Ботуобинская НГО.

В тектоническом отношении Сунтарский участок находится на южном и юго-западном склонах Сунтарского свода. Сунтарский свод является одним из наиболее высокоамплитудных поднятий Сибирской платформы. Амплитуда Кемпендйского и Нюрбинского разломов, ограничивающих его от Кемпендйской и Ыгыаттинской впадин, составляет 1-9 км. В Сунтарской ловушке выявлены четыре крупных блока: Северный, Центральный, Южный, и Восточный. По отражаю-

щим горизонтам В и КВ Сунтарская НАЛ представлена в виде периклинального замыкания юго-западной части Сунтарского свода. Контуры ловушки принимаются по границам разломов, линии замещения коллекторов вилучанского горизонта и условном ГВК, принятом по изогипсе -1850 м. Площадь изученной части ловушки составляет 1930 км², амплитуда 600 м [1].

Промышленные скопления нефти и газа в целом по району известны в широком диапазоне разреза от подсолевого карбонатного комплекса венд-нижнего кембрия (осинский, юряхский горизонты) до терригенной базальной толщи венда (ботубинский, харыстанский, улаханский, хамакинский, талахский, вилучанский горизонты).

Месторождения нефти и газа содержат, в основном, 2-3 продуктивных горизонта промышленного значения. Практически все месторождения характеризуются сложным геологическим строением. Типы выявленных залежей весьма разнообразны. Широко распространены месторождения, связанные с неантиклинальными ловушками, контролируемые литологическим замещением пород-коллекторов. Вследствие интенсивного проявления дизъюнктивной тектоники подавляющее большинство месторождений характеризуется блоковым строением [3].

Специфической особенностью месторождений региона является дефицит пластовых давлений, составляющий обычно 15-20% от гидростатического и низкие пластовые температуры.

Непосредственно на Сунтарском ЛУ предполагаемые залежи нефти и газа могут быть приурочены к двум нефтегазоносным комплексам: вендскому и верхневендско-нижнекембрийскому.

Для вендского нефтегазоносного комплекса данной площади характерно следующее:

- продуктивные горизонты представлены терригенными (вилучанский, харыстанский) и карбонатными (бесюряхский, телгеспитский) образованиям;
- региональным флюидоупором являются плотные карбонатные и карбонатно-глинистые толщи иктехской серии (кудулахская, успунская, бюкская свиты); нижележащие толщи аргиллитов и плотных алевролитов рассматриваются в качестве зональных покрышек при формировании отдельных залежей УВ;
- аномально низкие пластовые давления в залежах;
- зональное распространение коллекторов и продуктивных горизонтов;
- общее увеличение мощности нижней части осадочного чехла с северо-запада на юго-восток, в сторону Ньюско-Джербинской и Кемпендайской впадин.

На отчетной площади пробурены Сунтарская опорная, Кюндяйская и Тойбойская гидрогеологические скважины, позволившие изучить разрез Сунтарского свода до глубины 500 м., прошедшие юрские отложения и вскрывшие отложе-

ния коры выветривания, фундамента. Юго-восточнее от Сунтарской 1-0 скважины, в пределах северо-западной прибортовой части Кемпендяйской впадины, пробурена Кемпендяйская структурно-параметрическая скважина Р-1, которая на глубине 2840 м не вышла из соленосных девонских отложений. На северо-западе площади пробурена Арылахская 1 скважина, вскрывшая разрез юрских, венд-кембрийских отложений и кристаллического основания. На площади исследований в последние годы пробурена Южно-Сунтарская параметрическая скважина 361-0, вскрывшая разрез близкий Вилуйско-Джербинской площади [2].

В результате интерпретации по девяти поверхностям построены карты изохрон и структурные карты (опорные горизонты II, M1, KV и F; целевые горизонты II, B, Tlg, Har, Bes, Hor). Рассчитаны три интервала толщин II-M1, M1-KV, KV-F. Проведен динамический анализ по продуктивным горизонтам, выделены прогнозные зоны распространения коллекторов.

С целью прогноза нефтегазоносности на исследуемой территории были проанализированы шесть потенциально продуктивных горизонтов – осинский, юряхский, телгеспитский, харыстанский, бесюряхский и вилючанский. Исходя из опыта и результатов поиска и разведки на соседних площадях, основные перспективы связываются с юряхским и вилючанским горизонтами, в которых сосредоточены основные разведанные запасы УВ в ближайших месторождениях: Верхневилючанском и Вилуйско-Джербинском.

Прогноз осуществлялся преимущественно по картам мгновенных амплитуд с частичным привлечением данных по частоте и интервальных скоростей, рассчитанных по акустической инверсии.

Для прогноза нефтегазоносности авторами была предпринята попытка установления корреляционных связей между геологическими (Кп, Нэф, Кп*Нэф) и сейсмическими (мгновенная амплитуда, мгновенная частота и интервальная скорость) параметрами.

Из-за недостаточного количества скважин на площади работ, возможности количественного прогноза нефтегазоносности были серьезно ограничены. Прогноз осуществлен на качественном уровне с градацией на «предполагаемое наличие коллектора – неколлектор» с некоторым более расширенным делением там, где это возможно.

Попарно сравнивая эти параметры друг с другом, установлено, что наиболее тесная связь ($R^2 = 0,6-0,9$), как правило, наблюдается для пары «Кп – Амплитуда отражения». Коэффициент сходимости для осинского, юряхского, харыстанского и вилючанского горизонтов составляет 0,72-0,98.

Связь «Кп – Амплитуда отражения» для бесюряхского горизонта чрезвычайно слабая, поэтому для прогноза выбран комплексный параметр «Линейная емкость», являющийся произведением Кп на Нэф. Связь Линейной емкости с Амплитудой отражения составляет для данного горизонта 0,66.

Связи Кп, Нэф и Кп*Нэф с Амплитудой отражения для телгеспитского горизонта также невелики (0,06-0,11). По частоте наблюдается бóльшая сходимость – 0,47-0,56, но такой результат получился из-за полного отсутствия коллекторов в скважинах Буягинская 661 и 664 и наличием 11 м прослоя с Кп=14,2% (по данным ГИС) в скважине Южно-Сунтарская 3610, находящейся в осложненном по-
мехами волновом поле.

Литература:

1. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981 г.
2. Дьяконова В.А. и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Чернышевской площади за 1998-00 гг. (Чернышевская с/п №1/98-99), Якутск, 2001 г.
3. Непско-Ботубобинская антеклиза. Новосибирск: Наука, 1986 г.
4. Сейсморазведка. Р. Шерифф, Л. Гелдарт. Москва «Мир», 1987 г.

ГЕНЕЗИС МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Медведева С.А.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск

Буреинский бассейн находится на восточной окраине Буреинского массива, который является составной частью Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива. С востока бассейн ограничен Чегдомынским выступом. Буреинский бассейн выполнен морскими отложениями поздне триасово-позднеюрского возраста и прибрежно-морскими и континентальными отложениями поздней юры – раннего мела [1,2]. Во время полевых работ, проведенных вдоль рек Солони, Эльганджа, Чегдомын, Умалыта (в 2009 г. сотрудниками ИТиГ А.В. Кудымовым и С.В. Зябровым, в 2011г. автором) был получен каменный материал для исследования вещественного состава.

Осадочные породы бассейна представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевритами, аргиллитами, их известковистыми и туфогенными разностями, туфами и туффитами кислого состава, углями и углистыми породами в верхах разреза [1]. Мощность юрских отложений колеблется от 4300 до 7500 м, меловых - от 2500 до 3500 м. Простираение структур северо-восточное, север-северо-восточное, углы падения 10-30° на запад, северо-запад.

Петрографическим методом установлено, что песчаники состоят из обломков кварца (в том числе и вулканогенного), кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, биотита, серицита, различных пород (петрограф М.К. Жевержеева). Плагиоклазы доминируют над калиевыми полевыми шпатами. Обломки пород представлены вулканитами кислого, среднего, редко основного, составов, вулканиче-

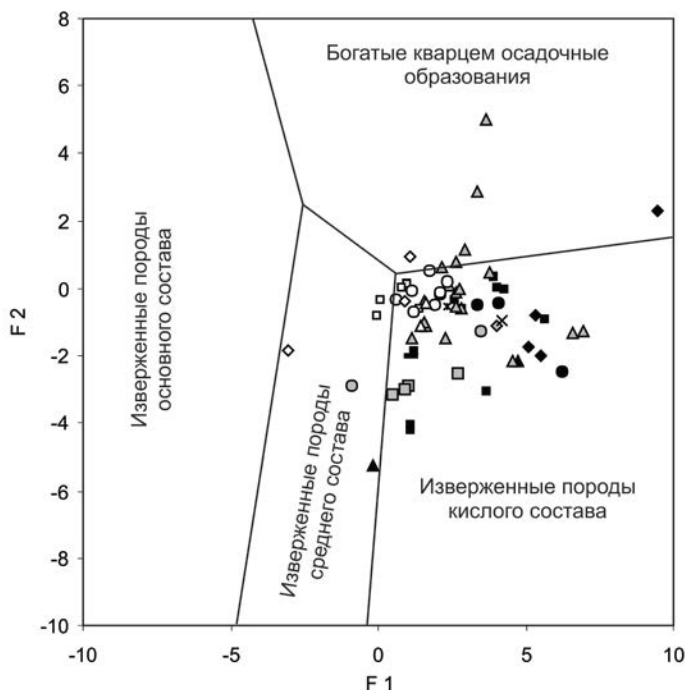
скими стеклами, фельзитами, мелкозернистыми гранитами, аплитами, реже кварцитами, алевролитами, аргиллитами. Доля обломков составляет от 60-70 до 90-95%, цемента - от 5-10 до 30-40%. В алевролитах кварц резко преобладает над полевыми шпатами. Обломки угловатые, окатанность их плохая. Единичные зерна циркона, сфена, цоизита, граната (?), глауконита, апатита, турмалина, роговой обманки, эпидота, амфибола, пироксена, хлорита (иногда до 1%), монацита и рудных представляют акцессорные минералы. На классификационной тригонограмме фигуративные точки песчаников расположены в полях аркозов и полевошпатовых граувакк. Эти песчаники являются незрелыми в отличие от более зрелых кварцевых или олигомиктовых.

Фигуративные точки песчаников на тригонограмме Q-F-L типов областей сноса расположены в полях поднятых блоков основания, а также магматических дуг, как глубоко эродированных, так и переходных [2]. По данным петрографии следует, что размывались, в основном, гранитоиды (интрузивные породы кислого, средне-кислого состава) и кислые, реже средние, вулканиты.

Содержание оксидов определено в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан) рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова). В некарбонатных песчаниках оксиды содержатся в количестве (здесь и далее масс. %): SiO_2 – 62.4-78.2, TiO_2 – 0.17-0.88, Al_2O_3 – 11-15.8, Fe_2O_3 – 1.0-7.0, MgO – 0.08-3.37, CaO – 0.1-3.7, Na_2O – 1.32-4.9, K_2O – 1.45-5.0. Количество оксидов в известковистых песчаниках: CaO – 4.3-8.44, SiO_2 – 51.0-66.8, TiO_2 – 0.29-0.67, Al_2O_3 – 11.4-13.0, Fe_2O_3 – 2.56-5.27, MgO – 0.35-3.7, Na_2O – 2.1-4.5, K_2O – 2.0-2.83. В алевропелитах по сравнению с песчаниками содержится меньше SiO_2 , Na_2O , больше Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO . В некарбонатных алевропелитах количество оксидов составляет: SiO_2 – 57.9-67.5, TiO_2 – 0.50-0.78, Al_2O_3 – 13.5-18.4, Fe_2O_3 – 1.9-6.1, MgO – 0.34-4.1, CaO – 0.22-4.2, Na_2O – 0.44-3.3, K_2O – 1.47-3.9; в известковистых алевропелитах: CaO – 11-23.6, SiO_2 – 35.7-50.4, TiO_2 – 0.33-0.55, Al_2O_3 – 8-11.9, Fe_2O_3 – 3.53-4.87, MgO – 1.02-3.12, Na_2O – 2.2-2.7, K_2O – 0.98-2.52.

По величинам различных литохимических модулей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, натриевый модуль, $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) песчаники можно разделить на граувакки (большинство проб), лититы и аркозы. Алевропелиты по химизму относятся к глинистым сланцам. По [4] песчаники - это щелочные истинные нормосилиты и щелочные истинные миоилиты (преобладают. Алевропелиты - это истинные сиаллиты, причем нормосиаллиты превалируют над гипосиаллитами. Песчаники соответствуют гранитоидным породам, ряду гранита-риолита. Алевропелиты находятся между гранодиоритами и диоритами (или их комаматами – дацитами и андезитами).

На диаграмме источников питания по [5] подавляющее число фигуративных точек песчаников и алевропелитов находится в поле изверженных пород кислого состава, единичные точки - в поле богатых кварцем осадочных образований (рисунки).



▲ - 1; ■ - 2; ● - 3; ▲ - 4; □ - 5; ◆ - 6; ◆ - 7; ○ - 8; × - 9; ■ - 10; □ - 11; ○ - 12; ▲ - 13; × - 14; ◆ - 15

Рис. 1 Диаграмма состава пород источников сноса обломочного материала по [5].

Песчаники: 1 - дешская; 2 - синкальтинская; 3 - эпиканская; 4 - эльгинская; 5 - чаганыйская; 6 - талынджанская; 7 - дубликанская; 8 - солонийская; 9 - чагдамынская; 10 - чемчукинская свиты; алевропелиты: 11 - синкальтинская; 12 - эпиканская; 13 - эльгинская; 14 - чаганыйская; 15 - дубликанская свиты

Положительная корреляция титанового и железного, фемического и железного модулей, отрицательная корреляция гидролизатного модуля и модуля нормированной щелочности свидетельствует о том, что изученные породы являются породами первого цикла седиментации (first cycle), наследуют состав пород областей сноса. Материнскими породами были, в основном, магматические породы кислого, реже среднего, состава, и, частично, метаморфические кислые (гранито-гнейсы и сланцы) и терригенные осадочные породы. Литохимические модули позволяют предполагать также наличие пирогенной примеси в породах.

Литология отложений, структуры и текстуры пород, форма обломков, их плохая сортировка, литохимические особенности пород позволяют предположить гористый расчлененный рельеф областей денудации и их близость к бассейну осадконакопления, быстрое захоронение обломочного материала.

Основная масса кластического материала поступала с запада и юго-запада (Буреинский массив как составная часть Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива). Часть материала поступала с востока, с Чегдомынского выступа, сложенного также кислыми породами. Прослои вулканитов и бентонитовых глин (изменен-

ных туфов), рогульки вулканогенного кварца в песчаниках служат свидетельством деятельности вулканических дуг, расположенных, предположительно, на юге, юго-западе и севере.

Автор благодарит А.В. Кудымова и С.В. Зябрева за возможность использовать часть их коллекции и Т.Л. Карпову за помощь в оформлении рисунков.

Работа выполнена частично в рамках инициативного проекта Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов юго-восточной России. 15-1-2-027.

Литература:

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. «2-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. Записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123с. + 2 вкл.
2. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой системой // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т.85, Вып. 2. С.11-21.
3. Медведева С.А. Мезозойские песчаники и реконструкция тектонических обстановок седиментации в Буреинском осадочном бассейне (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2014, том 33, № 4, с. 83-98.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
5. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119-139.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Мисайлов И.Е.

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

С 2009 по 2013 годы были проведены мерзлотно-геотермические исследования и получены новые знания о мощности многолетнемерзлой толщи и тепловом поле горных пород северной части Тунгусской синеклизы, в долине р.Кыстыктах (рис. 1).

Кыстыктахская площадь находится на северо-востоке Красноярского края, в северо-западных отрогах плато Путорано.

Климат района резко-континентальный субарктический с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Среднегодовая температура воздуха – 10,8°С. Годовое количество осадков составляет 368мм, а среднегодовая относительная влажность – 78%. На зимний период приходится 197мм осадков [3].

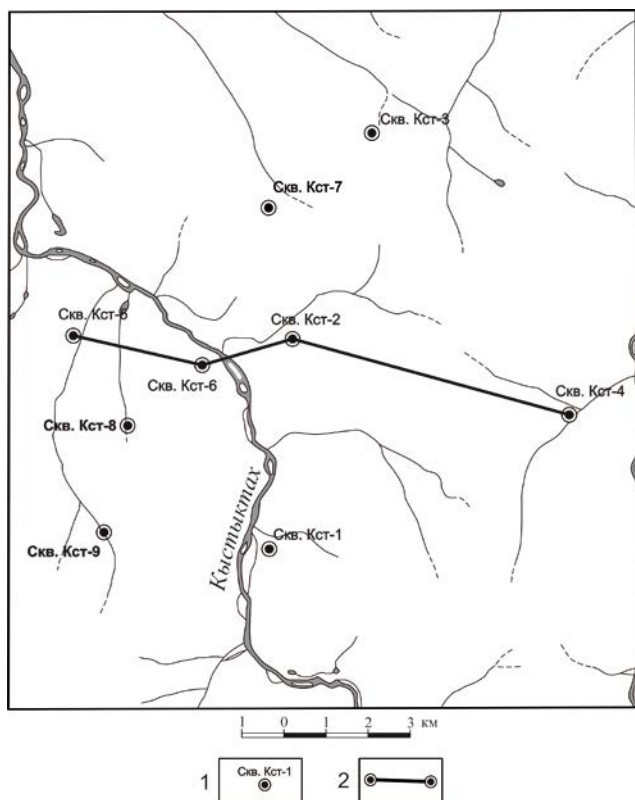


Рис.1 Схема расположения скважин и линии разреза, 1 – Номер скважины; 2 – Линия разреза.

Согласно геокриологической карте М 1:2500000 [1] и монографии Геокриология СССР [2], район исследований является областью развития многолетнемерзлых пород, которые характеризуются сплошным распространением. Ранее в целом по региону мощность ММТ оценивалась от 400 до 500м. На этой территории геотермические исследования не проводились, а мощность ММТ предполагалась по аналогии с соседними площадями (Ледянская, Ханар и др.).

Геотермические исследования на Кыстыктахской площади (рис.1), в которых принимал участие автор, включают изучение температуры пород в глубоких скважинах.

Целью этих исследований было получение информации о температурах пород, оценке мощности многолетнемерзлой толщи и характеристике теплового поля в пределах Кыстыктахской площади. Для этого были проведены геотермические исследования в разведочных скважинах, до глубины 1500 м и определены теплофизические свойства основных типов горных пород, по отобранным с разных глубин образцам керна.

В результате геотермических исследований установлено, что современные ММТ в среднем течении р. Кыстыктах имеют мощность от 140 м до 390 м (табл.1). Определены вариации глубины залегания подошвы мерзлых пород, которые обусловлены геоморфологическими условиями и геологическим строением разреза.

Температура пород на глубине 500м изменяется от 3,3 до 5,2 оС, на 1000м - от 15,4 до 29,1оС и 1500 м соответственно от 24,0 до 28,7оС.

Величина геотермического градиента в мерзлой толще варьирует от 0,0-0,25до 3,0- 4,0 оС/100 м, в подмерзлотных горизонтах - от 2,4до 3,2 °С/100м .

Таблица 1.

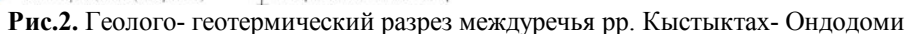
Мощность многолетнемерзлой толщи в скважинах Кыстыктахской площади

№ п.п.	№ скважины	Мощность ММТ, м
1	Кст-1	185-190
2	Кст-2	195
3	Кст-3	390
4	Кст-4	210-220
5	Кст-5	140-145
6	Кст-6	140-150
7	Кст-7	260-270
8	Кст-8	350
9	Кст-9	300

В расчётах эффективных теплофизических свойств литологических разрезов Кыстыктахской площади в качестве исходных параметров использованы результаты непосредственных экспериментальных измерений коэффициента теплопроводности образцов горных пород (всего 90 образцов), которые характеризуют литологические разновидности пород всех основных типов в свитах из разных горизонтов разреза по пройденным на площади скважинам. В результате анализа полученных теплофизических данных установлено, что горные породы в разрезе кыстыктахской площади характеризуются большим диапазоном изменения значений теплопроводности от 0,83 до 3,57 Вт/(м·К).

По результатам геотермических измерений в глубоких скважинах и оценке эффективной теплопроводности горизонтов горных пород по скважинам выполнен расчет величины внутриземного теплового потока, которая в ММТ меняется от 0 до 15 МВт/м², в подмерзлотном горизонте от 44 до 50 МВт/м².

По данным геотермических исследований и тепловым расчетам, построен геолого-геотермический разрез по линиям скважин Кст-5 – Кст-6 – Кст-2 – Кст-4 до глубины 1500 м (рис.2).



1. Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000 / К. Кондратьева, В. Афанасенко, А. Гаврилов и др. — Винницкая картографическая фабрика Винница, 1996. — С. 16.
2. Геокриология СССР, Западная Сибирь/ Под ред. Э.Д. Ершова.-М.: Недра, 1989г.
3. Климат России / Н.В. Кобышева, Е.М. Аментьева, Э.Г. Богданова и др. СПб.: Гидрометеиздат, 2001, 656 с.

Мишнин В.М., Андреев А.П.

Государственное унитарное горно-геологическое предприятие РС(Я)
«Якутскгеология», Якутск, [geopoisik @ sakha.ru](mailto:geopoisik@sakha.ru)

284

комплексами (супер ТМК – «Уордахский», «Кальдера Сотто», «Мульда Билир») и стадиями их развития (эндогенная, экзогенная, техногенная) [2].

Стадия эндогенная соответствует формированию жесткого тектонического каркаса супер ТМК. Вначале происходило заложение Внешней рамы ТМК, а уже затем под её нормирующим влиянием шло объемное разрастание Внутреннего контура.

Супер ТМК «Уордахский». Внешняя рама ТМК (рис. 1) образована четырьмя протоавлакогенами (Кетеменский, Вилуйский, аналог Великой Дайки Родезии и грабен-долина Покровка), замкнутыми в четырехугольник (350×95-170 км). Заполнение депрессий глубиной до 4-5 км представлено красноцветными кислыми метавулканитами, метапесчаниками и метаконгломератами удоканского типа (PR₁). Эти породы по ряду признаков сопоставимы с богатейшими металлоносными конгломератами серии Вит-Ватерсранд. На территории ЯПП в конгломератовую серию также как и в Южной Африке внедрены гигантские расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты типа Бушвелд (Хатын-Юряхский, Ситтенский и аналог Великой Дайки Родезии). Внутренний контур супер ТМК - это фрагмент платформенной карбонатной плиты, осложненный инъективно-купольным поднятием Чакья (70×70 км) локализованном в перекрывающей мезозойской толще с участием погребенного штока (20×20 км) ультраосновных пород.

Супер ТМК «Кальдера Сотто». Внешняя рама представлена парной вулканоплутонической дугой замкнутой в овал поперечником 200 км. На местности она прерывисто трассирована кольцевыми щелочно-ультраосновными интрузиями (всего 12 по геофизическим данным) типа Томтор, Арбарастах, Кондер среднепалеозойского цикла. Каждый из них по геофизическим данным имеет подводящую цилиндрическую ультрабазитовую «ножку» и уплощенную нефелин-сиенитовую «шляпку». Внутренний контур кальдеры включает Центральное поднятие (Мендский выступ, 80×80 км) и окаймляющую его по всему периметру субкольцевую котловину Суола (шириной до 38 км). В привершинную часть поднятия встроено грибовидное Хомпу-Майское кимберлитовое поле.

Супер ТМК «Мульда Билир». Внешней раме соответствует малоамплитудный вал по кровле красноцветной толщи раннего протерозоя. При мощности 3-5 км она полностью заполняет Билирскую эпикратонную мульду. В этот субстрат внедрены расслоенные базит-гипербазитовые лополиты типа Бушвелд (Миль, Биелиме, Белькачи) поперечником до 30-75 км и их общий подводящий мантийный корень.

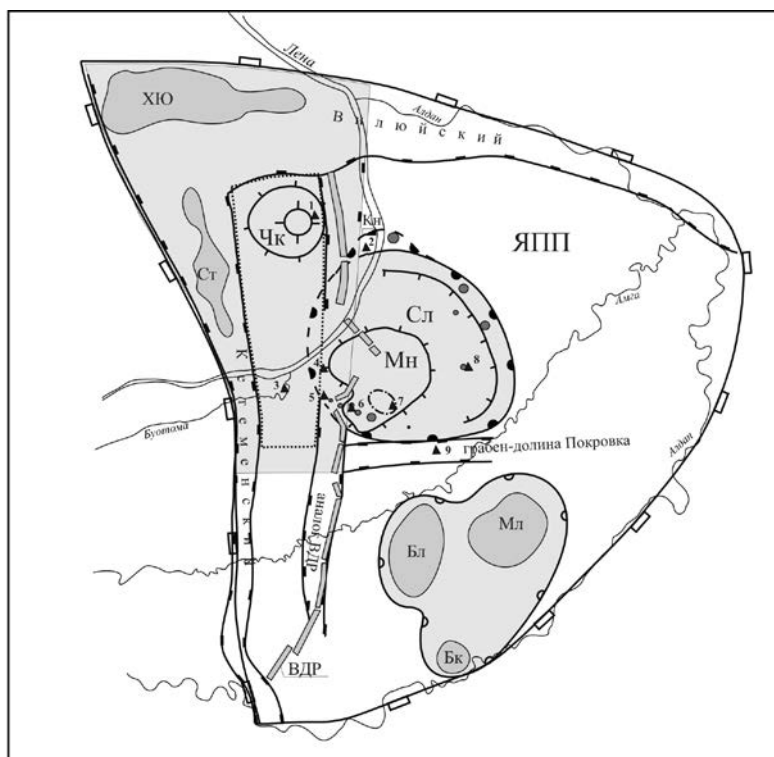
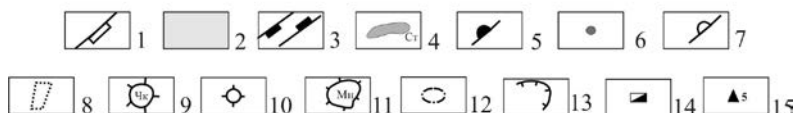


Рис. 1. Схема расположения предельных по мощности концентраторов железного оруденения и сопутствующих сидерофилов.



Тектонические подразделения.

1 – Внешняя граница Якутского погребенного поднятия (ЯПП); 2 – главные концентраторы оруденения – супер ТМК «Уордахский», «Кальдера Томтор-Мега (Сотто)», «Мульда Билир». Внешняя рама супер ТМК: 3 – протоавлакогены (Кетеменский, Вилюйский, аналог Великой Дайки Родезии, грабен-долина Покровка); 4 – расслоенные гигантские базит-гипербазитовые абиссолиты раннего докембрия: ХЮ – Хатын-Юряхский, Ст – Ситтенский, ВДР – аналог Великой Дайки Родезии; 5 – Внешняя дуга кальдеры; 6 – кольцевые щелочно-ультраосновные массивы в составе дуги; 7 – прибортовая кромка мульды. Внутренний контур супер ТМК: 8 – фрагмент платформенной плиты (венд-кембрий); 9 – инъективное купольное поднятие Чакая; 10 – погребенный ультраосновной штوك; 11 – центральное поднятие кальдеры (Мн - Мендский выступ); 12 – Хомпу-Майское кимберлитовое поле; 13 – субкольцевая котловина Суола (Сл); 13 – расслоенные базит-гипербазитовые лополиты мульды (Мл – Миль, Бл – Биелиме, Бк – Белькачи). 14 – Кангаласское месторождение бурых угле (Кн); 15 – проявления бурых железняков (1 – Тастах, 2 – Намсырское, 3 – Ботомское, 4 – Лютенга, 5 – Кеджиге, 6 – Дьангыльское, 7 – Мендское, 8 – Суола, 9 – Покровка).

Стадия экзогенная трансформирует plutонические стволые каналы в их приповерхностные вулканические и субвулканические покровы и жильные тела. Её отличительная особенность – финальные образования разнообразных форм железо-марганцевого оруденения (рис. 1). По данным В.К. Маслова, С.Д. Хечуева, И.Н. Истомина [3] такому накоплению предшествовала подготовительная вулканическая деятельность средне-палеозойского цикла (щелочно-ультраосновная линия, карбонатитовая ветвь) в каждом из ТМК. На проявлениях (Лютенга, Дьангыльское, Кетеме и др.) сохранились эруптивные «бомбочки», лапилли, лейсты вулканического стекла с высокими содержаниями Sn, W, Mo и редких земель. По результатам маршрутных геологических исследований и колонкового бурения для «Кальдеры Сотто» реконструирован следующий модельный ряд подвижности миграционных пар (Fe+Mn). В эпицентре кальдеры локализована инициальная пара: шлаковидные натечные «корки» с повышенными содержаниями элементов группы платины, редких элементов → куски массивного железняка в делювиальных свалах. В промежуточной зоне (днище кальдеры) доминирует стабилизированная пара: куски плитчатого железняка в лессовых покровных суглинках → рыхлые порошковые и слабосцементированные вады. На Внешней дуге кальдеры распространена финальная пара: жеоды и конкреции бурого железняка в вулканомиктовых образованиях → гороховые и оолитовые железняки в тонкослоистых линзах с участием каолиновых глин.

Данная кальдера и её аналоги являются оптимальными структурными ловушками для консервации интенсивного рудообразования (черные и легирующие металлы, редкие земли) с участием поствулканических гидротермалитов, кор глубокого химического выветривания и эрозионных форм промывного гидролиза. Суммарный эффект этой активированной «цепочки» многократно возрастает, если в верхней части кальдеры расположен выдержанный по площади «экран» терригенных пород обязательно содержащий пласты металлоносного бурого угля. Именно такая геологическая ситуация характерна для двух (названия рабочие) наиболее перспективных рудоносных ловушек региона – «Кальдера Томтор-Макро» в Уджинской провинции и «Кальдера Сотто (Томтор-Мега)» в Центральной Якутии. Обе кальдеры имеют однотипное устройство из трех зон: Центральное поднятие (свод массива Томтор, Мендский выступ) → Промежуточная субкольцевая котловина (Боронко, Суола) → Внешняя граничная дуга (изогнутая антиформа с кольцевыми массивами Богдо и Чемара, краевой вал с двенадцатью крупными кольцевыми массивами).

Первая из ловушек идентифицирована как ниобий-редкометалльный гигант в пироклор-монацит-крандаллитовой коре выветривания с участием выдержанных пластов каолина и гетита. Вторая структурная ловушка находится в состоянии предварительного изучения на региональном уровне. Здесь установлены единичные признаки развития древней коры химического выветривания рудоносного

типа. В частности, колонковыми скважинами вскрыты выдержанные мощные пласты каолиновых глин по щелочным вулканитам в кембрийском карбонатном цоколе. Для углей экранирующих толщ обеих кальдер (Р, J и К) типоморфен один и тот же набор металлических элементов с аномально высокими содержаниями редких земель (скандий, иттрий, лантан, церий) [1]. По линейным параметрам (поперечник 200 км и 50 км) вторая кальдера превосходит первую в четыре раза, а по площадным размерам в 15 раз. В окрестностях кальдеры «Томтор-Макро» отсутствует транспортно-энергетическая инфраструктура при остром дефиците рабочей силы. В противоположность этому кальдера «Томтор-Мега» (Сотто) находится в зоне прямого экономического влияния железной дороги Томмот-Якутск с узловой станцией в пос. Ниж. Бестях. Внутри кальдеры размещена не только густонаселенная административная столица, но и успешно развивается промышленно-сырьевой кластер Большой Якутск с развитой сетью шоссейных, грунтовых дорог и зимников.

Стадия техногенная. Находка панцирного доспеха и клинка боевого меча в захоронении у пос. Чурапча (17 век?), возможно, является наиболее ранним артефактом эпохи «железного передела». К началу 18 века в Центральной Якутии на базе железных руд Ботомской группы сложилась благоприятная обстановка для заложения и строительства Тамгинского железо-плавильного завода. С использованием его производственной мощности был успешно реализован самый престижный проект этого столетия – снабжение морской экспедиции В. Беринга корабельным железом и якорной оснасткой.

Литература:

1. Зуева И.Н., Каширцев В.А., Лившиц С.Х. и др. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в угольных пластах Ленского бассейна // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях: Мат-лы конф. – Якутск, 2002. – С. 126-129.
2. Истомин И.Н., Мишнин В.М. Перспективы поисков месторождений ниобия и редких земель в Центральной Якутии // Вестник Госкомгеологии: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск, 2003. - № 2(5). – С.64-76.
3. Истомин И.Н. О природе железо-марганцевых руд Ботомского района // Вестник Госкомгеологии: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск, 2005. - № 1(7). – С.31-43.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФЕКТНО-ПРИМЕСНОГО СОСТАAVA В РОСТОВОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА

Молотков А.Е.

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

Изучение дефектно-примесного состава во вскрытом массиве кристалла алмаза, когда для наблюдения доступна его внутренняя морфология, имеет большое значение при изучении истории роста кристалла [1].

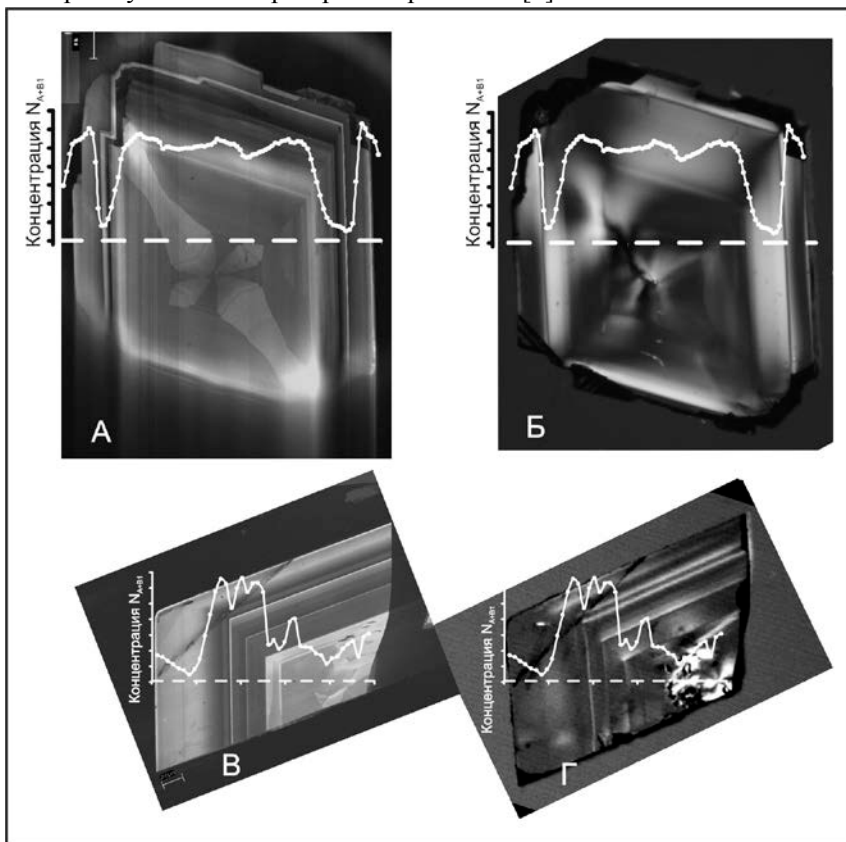


Рис. 1. Катодолуминесцентные топограммы (А, В) и картины аномального двулучепреломления (Б, Г), с наложенными на них графиками концентрации микропримесного азота, вдоль профиля съемки (пунктирные линии). А, Б - образец из трубки «Мир», В, Г – образец из трубки «XXIII партсъезд».

Методами инфракрасной спектроскопии исследовано около сорока плоскопараллельных пластин алмаза, вырезанных из природных кристаллов первой разновидности (по Орлову). Съемка инфракрасных спектров проводилась с шагом 50 мкм., по профилю, поперек ростовых зон, зафиксированных на катодолуминес-

центных топограммах. С целью более подробной привязки результатов ИК спектроскопии к деталям внутренней морфологии, были выбраны крупные кристаллы размером от 3 до 10 мм., из коренных месторождений северо-востока сибирской платформы: «Мир», «Удачная», «Айхал», и «XXIII партсъезд». Католюминесцентные топограммы пластин получены методом электронной сканирующей микроскопии. Изображения, фиксирующие аномальное двойное лучепреломление получены методами оптической микроскопии.

Основной структурной примесью, определяющей многие физические свойства алмазов, является азот [2]. Расчет концентраций агрегированного азота в формах А и В1 производился по устоявшейся отечественной методике [2] с предложенными поправками [3].

Из полученных результатов видно, что картины изменения концентрации азотных дефектов в ростовых профилях довольно хорошо сопоставимы с зональными ростовыми картинами на католюминесцентных топограммах. Причем, концентрация азотных дефектов в конкретной ростовой зоне не всегда однозначно, коррелирует с интенсивностью свечения этой зоны на топограмме.

Показано, что резкие изменения концентраций азота в соседних зонах роста, соответствуют напряжениям вдоль границ этих зон роста. Это хорошо заметно при сопоставлении картин концентрации азота вдоль ростового профиля с изображениями фиксирующими аномальное двойное лучепреломление.

Литература:

1. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. - Новосибирск: Наука, 2000.
2. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М., Наука, 1986, 220 с.
3. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентрации азота в алмазе и её практическое применение// В сб. Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы решения. – Мирный, 2003. – С. 319–322

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НА АНАБАРСКОМ ШИТЕ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВБЛИЗИ ЗОНЫ СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО НЕСОГЛАСИЯ ПРЕДРИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Молчанов А.В.¹, Терехов А.В.¹, Ходжаев Д.К.²

¹ ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия

² Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА», пгт. Айхал, Россия

Анабарский щит в металлогеническом отношении входит в состав слабо изученной Анабаро-Оленекской комплексной потенциально урановорудной редкометалльно-благороднометалльной провинции. При этом следует подчеркнуть, что

Анабарский щит является единственным древним щитом мира, где до настоящего времени не выявлено урановых месторождений. В тоже время, проведенные за последние двенадцать лет прогнозно-металлогенические, включая АГСМ работы, исследования геологами АК «АЛРОСА», ФГУП «ВСЕГЕИ», НФ ФГУП «ВСЕГЕИ» позволяют надеяться на выявление в этой древнейшей структуре земной коры урановых и комплексных месторождений.

К настоящему времени в пределах щита и его ближайшего обрамления известно несколько сотен радиометрических аномалий, проявлений радиоактивной минерализации и рудопоявлений урановой, урано-ториевой и ториевой природы, генетически связанных с высокотемпературными кремнещелочными (кварц-плагиоклаз-ортоклазовыми и кварц-альбит-микроклиновыми) метасоматитами, карбонатитами, фенитам, низкотемпературными щелочными (гумбеиты) и кислотными (березитами) метасоматическими образованиями. В геолого-структурном отношении проявления радиоактивной минерализации приурочены здесь к: 1) тектоно-флюидитным зонам глубокого заложения и длительного развития – Котуйкан-Монхоолинской, Харапской, Билляхской, Ламуйской, Салтах-Дюкенской, Северо-Анабарской и Маганская; 2) магматическим массивам центрального типа (Одихинча, Мальджангарский, Маган и др.), сложенным породами ультраосновного и щелочного состава с карбонатитами; 3) углеродсодержащим терригенным породам плитного комплекса; 4) древним метаморфизованным корам выветривания и нижним частям разреза красноцветных терригенных отложений мукунской серии, вблизи зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия. В пределах щита выделены: потенциально ураноносные прогнозные зоны (*Восточно-Анабарская и Западно-Анабарская*); ураноносные зоны (*Котуйкан-Монхоолинская, Северо-Анабарская, Южно-Анабарская, Билляхская, Салтах-Дюкенская, Куонамская*), потенциально урановорудные узлы (Биригиндино-Мюнюсяхский и Мальджангарский), а также прогнозные площади. Для указанных металлогенических подразделений оценены прогнозные ресурсы урана категории Р₃.

Наиболее значимые урановорудные объекты, исходя из мирового опыта, на Анабарском щите следует ожидать вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста. Высокими перспективами обнаружения комплексных (уран-редкоземельно-редкометалльных) месторождений характеризуется также мальджангарский карбонатитовый массив, расположенный на юго-восточной части Анабарского щита.

Буровыми работами, проведенными Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» по заверке АГСМ-аномалий, выявленных вблизи зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия на юго-восточной фланге Анабарского щита, были вскрыты рудные интервалы сконденсированным (от 0,03 до 0,18%) урановым орудением (скв. 17, 13). Тип и характер гидротермально-метасоматических образований, проявленных вблизи зоны предрифейского структурно-

стратиграфического несогласия, а также вблизи собственно урановорудных интервалов, сходен с метасоматитами урановорудной провинции Атабаска Канадского щита.

Изотопно-геохронологические и геохимические исследования обломочных цирконов базальных горизонтов лабазтахской свиты (R), показали, что источником сноса для рифейского осадочного бассейна служили комплексы пород с радиологическим возрастом 1950-2015 млн. лет. Цирконы из пород источника сноса для Куранахского (бассейн р. Куранах и р. Хаптаспыта) и Биригиндино-Мюнюяхского (бассейн р. Биригинде и р. Мюнюях) осадочных бассейнов характеризуются повышенными и аномально высокими содержаниями урана, тория и редкоземельных элементов.

Гидротермально-метасоматические новообразования в рифейских терригенно-осадочных отложениях восточной части Анабарского щита и в подстилающих их ультраметаморфогенно-магматогенных комплексах архей-раннепротерозойского возраста проявлены чрезвычайно интенсивно. Гидротермально-метасоматические процессы привели к нарушению U-Pb изотопной системы в обломочных цирконах и частичному высвобождению из них урана. Возраст позднепротерозойских наложенных (гидротермально-метасоматических) процессов, приведших к нарушению U-Pb изотопной системы в цирконах осадочного бассейна, оценивается как ранне-среднерифейский (около 1340 млн. лет) и раннемезозойский (250 млн. лет).

Термобарогеохимические исследования газовой-жидких включений в новообразованном кварце, позволили оценить, с определенной долей условности, РТ-условия рудоносного гидротермального процесса: $T=115^{\circ}-330^{\circ}\text{C}$, $P=350-750$ бар. Флюидные включения характеризуются двух-, трехфазным строением, а по составу являются водноуглекислотными и газовой-углекислотными с солевыми фазами KCl и карбоната.

Исходя из вышеизложенного материала, а также анализа имеющейся геологической, геохимической, геофизической и петрографической информации по региону, авторы считают целесообразным провести вблизи зон древних структурно-стратиграфических несогласий прогнозно-поисковые работы на уран и комплексное освоение по восточному и западному флангам Анабарского щита. Также следовало бы осуществить поиски с горными и буровыми работами в юго-восточной части щита, как вблизи зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия, и в пределах Мальджангарского карбонатитового массива.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Козлов Д.С.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия

Центрально-Алданский район является наиболее крупным, хорошо изученным и экономически освоенным золоторудным районом Алданского щита. Первые признаки рудного золота были обнаружены в 1925 г., когда на территории района велась интенсивная разработка по ключам Лебединому, Золотому и Турук. При этом промышленное освоение коренного золота началось только в 1933 г., на единственном на тот момент, месторождении Лебедином.

В геологии района сочетаются выходы архейско-протерозойского фундамента, венд-нижекембрийского осадочного карбонатного чехла мощностью до 500 м, юрских молассоидных отложений мощностью до 200-250 (в грабенообразных впадинах), а также разнообразных по составу интрузий и эффузивных образований сформированных на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации. Еще в 1925 году по результатам работ экспедиции В.Н. Зверева, было установлено связь золотого оруденения с молодым интрузивным магматизмом, а уже в 1926-1927 годах трестом «Алданзолото» под руководством Ю.А. Билибина была составлена геологическая карта масштаба 1:100 000, где была дана развернутая характеристика золотоносии Центрально-Алданского района.

Классификация основных типов золотого оруденения в пределах рудного района, в данной работе, строится на основании геолого-генетических признаков, которые по мнению авторов являются определяющими при описании уже известных и прогнозировании новых рудных объектов.

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. 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).

В результате проведенных исследований совместно с геологами Алданского филиала ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология» установлено, что в пределах Лебединского золоторудного узла выделяются три геолого-генетических типа золотого оруденения:

- жильный (золото-кварц-сульфидный) «лебединский» тип. Оруденение данного типа локализовано в виде горизонтальных залежей и секущих жильных тел существенно кварц-сульфидного состава. Приурочено к низам карбонатной толщи вендского возраста и, в меньшей степени, метаморфитам нижнего структурного этажа.

- прожилково-вкрапленный и жильно-штокверковый (золото-редкометалльно-полиметаллический) тип, локализованный в крутопадающих субмеридиональных разломных структурах кристаллического фундамента.

- прожилково-вкрапленный (золото-медно-порфировый) тип (гора Рудная), локализованный в крутопадающих зонах дробления внутри тел мезозойский интрузий и кристаллического фундамента.

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, трассируемыми зонами долгоживущих региональных разломов северо-западного и субмеридионального простирания.

Формирование оруденения «куранахского» типа связано с интенсивным проявлением щелочного метасоматоза в виде послейных 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 локализовано 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 об-

разования (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 магматических 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-порфирового типа (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.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ ИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ ЯКУТИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Мохначевский Г.В., Округин А.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
g.v.mokhnachevsky@mail.ru., a.v.okrugin@diamond.ysn.ru*

На территории Якутии и прилегающих с востока и юга регионов известны проявления кайнозойских внутриконтинентальных вулканов щелочных и субщелочных базальтов. Они ранее были изучены известными исследователями Е.К.

Устиевым, К.Н. Рудичем, А.А. Сурниным и др. [1, 4-6]. Здесь нами рассматривается сравнительная характеристика минералов из лав вулканов Балаган-Тас, о. Жохова и Анюйский, разобщенных друг от друга на значительные расстояния и имеющих существенные различия в химическом составе пород. Определение минералогического состава эффузивов в дополнение к их петрохимическим характеристикам, приведенных нами ранее [2], важно для уточнения видовой принадлежности вулканитов и дальнейшего выяснения петрологических аспектов их образования.

Вулкан Балаган-Тас, расположенный в среднем течении р. Момы, сложен потоками пористых стекловатых лав тефритов [4]. Анюйский вулкан находится в бассейне р. Большой Анюй и сложен пузыристыми стекловатыми и плотными микропорфировыми лавами, состав которых изменяется от андезибазальтов до трахибазальтов [2, 6]. Кайнозойский вулкан о. Жохова архипелага Де-Лонга, сложенный более магнезиальными основными фойдитами содержит ксенолиты шпинелевых лерцолитов [5]. Основными минералами в базальтах рассматриваемых вулканов, слагающими как вкрапленники протокристаллизации, так и микролиты основной массы, являются оливины, пироксены, полевые шпаты, нефелины, лейциты, шпинелиды и ильмениты.

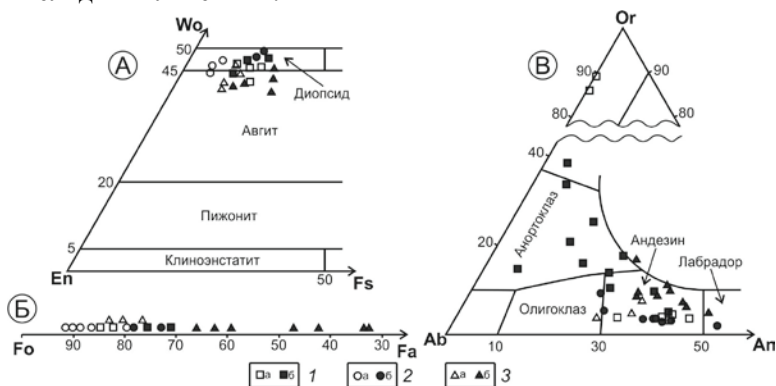


Рис. 1. Диаграммы составов пироксена (А), оливина (Б) и полевого шпата (В).
1 – минералы вулкана Балаган-Тас: а – вкрапленники; б - микролиты; 2 – то же вулкана о. Жохова; 3 – то же Анюйского вулкана.

Оливин в лавах изученных вулканов часто встречается в форме вкрапленников размером до 1-2 мм и в виде мелких округлых зерен в основной массе базальтов. Вкрапленники обычно более магнезиальны, чем оливины матрицы породы (рис. 1, Б). Так, если в лавах вулкана Балаган-Тас вкрапленники представлены Fo_{86-82} , то в основной массе микрозерна имеют состав Fo_{76-70} , в эффузивах о. Жохова – Fo_{92-80} и Fo_{79-73} , а в породах Анюйского вулкана – Fo_{83-76} и Fo_{66-33} соответственно. Наблюдается возрастание в поздних оливинах, с повышением их железистости, примесей CaO и MnO до 0,5 и 0,8%, в то время как во вкрапленниках

содержание этих элементов не превышает 0,1-0,2%. Вкрапленники оливинов вулкана о. Жохова характеризуются ярко выраженной зональностью от Fo_{92} до Fo_{79} .

Пироксен в изученных вулканах представлен диопсидом и авгитом (рис. 1, А), которые менее распространены в виде вкрапленников, чем оливины. В интерстициальных выделениях пироксен имеет более железистый состав, чем вкрапленники. В базальтах Балаган-Таса состав пироксена варьирует в незначительном диапазоне $\text{Wo}_{42-49}\text{En}_{37-45}\text{Fs}_{10-15}$, а в вулканитах о. Жохова вкрапленники представлены $\text{Wo}_{45-47}\text{En}_{45-50}\text{Fs}_{5-7}$, а микролиты – $\text{Wo}_{46-50}\text{En}_{37-40}\text{Fs}_{12-14}$, в породах Анюйского вулкана вкрапленники – $\text{Wo}_{40-46}\text{En}_{44-49}\text{Fs}_{9-12}$, микролиты – $\text{Wo}_{40-43}\text{En}_{40-47}\text{Fs}_{11-20}$. Характерной примесью изученных пироксенов является TiO_2 , содержание которой колеблется в пределах 0,8-3,4%, из постоянных компонентов отмечаются Al_2O_3 до 3-7%; Cr_2O_3 до 1,4%; Na_2O до 2,6% и MnO до 0,35%.

Полевые шпаты наблюдаются в виде микролейст и более ранних мелких таблитчатых выделений, которые по составу отвечают, в основном, андезину, реже лабрадору, олигоклазу и анортоклазу, редко фиксируются составы отвечающие ортоклазу (рис. 1, В). В основной массе базальтов о. Жохова часто встречаются изометричные полигональные зерна нефелина (44-49 SiO_2 ; 26-33 Al_2O_3 ; 0-4 CaO ; 14-17 Na_2O и 2-3% K_2O) и лейцита (53-56 SiO_2 ; 21-25 Al_2O_3 ; 0-2 CaO и 18-20% K_2O). По данным рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER содержание нефелина составляет 16-30, лейцита 10-12, а плагиоклаза 8-16%. Таким образом, лавы вулкана о. Жохова по минералогическим и химическим параметрам [2], согласно классификации и номенклатуры магматических горных пород (Богатиков О.А. и др. 1981), соответствуют полевошпатовым нефелинитам семейства основных фойдитов.

Среди оксидно-рудных минералов широко развиты мельчайшие (до 10-20 мкм) частые округлые вкрапления титаномагнетита и редкие кристаллические включения хромистых феррошпинелидов во вкрапленниках оливина или клинопироксена. Наряду с титаномагнетитом редко встречается ильменит, содержащий незначительные количества MgO и Al_2O_3 до 2%, а также MnO до 0,7%. Ильменит из полевошпатовых нефелинитов о. Жохова характеризуется повышенной магнетизальностью – $\text{MgO} = 3,5-6,6\%$.

Как видно на модифицированной классификационной диаграмме (рис. 2) шпинелиды образуют единый тренд, протягивающийся с поля хромшпинели через область хроммагнетита к титаномагнетитовому концу диаграммы. Наблюдается, что богатые хромом и алюминием шпинелиды тяготеют к центральным частям более ранних протокристаллов оливина, а к краевым частям вкрапленников приурочены хромистые магнетиты. В основной массе эффузивов массово кристаллизуются низкохромистые титаномагнетиты. Характерен непрерывный постоянный рост титанистости шпинелидов в процессе их кристаллизационной эволюции, подобный таковому при фракционной дифференциации нижнетриасовых высокотитанистых щелочных пикритовых магм Анабарского района [3]. Сходные

минералогические и геохимические особенности разновозрастных высокотитанистых щелочных пикритовых и базальтовых магматитов, приуроченных к разным структурам, позволяет рассматривать их в качестве проявления внутриплитного магматизма WPB типа.

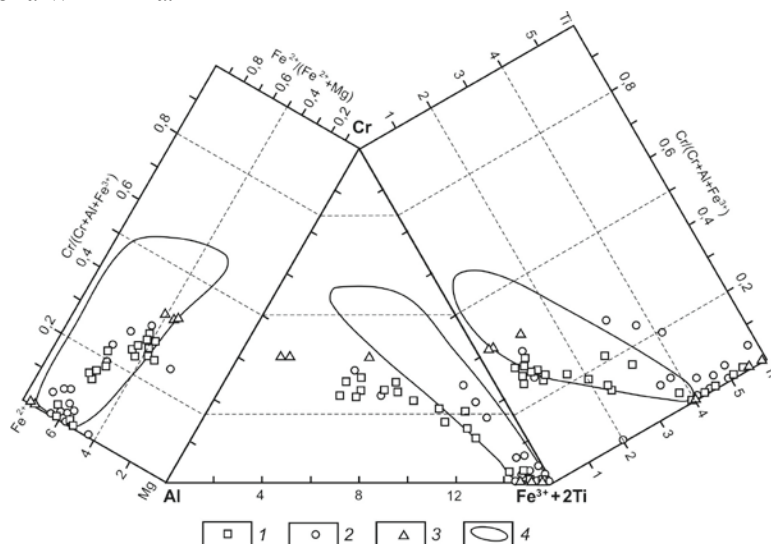


Рис. 2. Состав шпинелидов из базальтов вулканов Балаган-Тас (1), о.Жохова (2) и Анюй (3). Линией оконтурены поля составов шпинелидов из высокотитанистых щелочных пород бассейна р. Анабар [3].

Литература:

1. Зайцев А.И., Сурнин А.А., Мохначевский Г.В. Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов Северо-Востока России // Отечественная геология. 2011. №5. С. 64 – 69.
2. Округин А.В., Мохначевский Г.В. Состав и источники магм кайнозойских внутриконтинентальных вулканов Северо-Востока России. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы конференции. Якутск. Издательский дом СВФУ. 2014. с. 335-340.
3. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С. и др. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2012. №5. С. 11-21.
4. Рудич К.Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас / Современный вулканизм северо-восточной Сибири. М.: Наука. 1964. С. 3-44.
5. Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998. №6. С. 44 – 48.
6. Устиев Е.К. Анюйский вулкан. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 124 с.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ХРЕБТА КИСИЛЯХ НА УЧАСТКЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ЕГО РЕКОЙ АДЫЧА

Мурзин Ю.А., Жижин В.И.

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

Горные сооружения хребта Кисилых расположены восточнее пос. Батагай, в северном обрамлении Туостяхской впадины. На одном из участков река Адыча пересекает этот хребет, по зоне разломов северо-западной ориентировки. Сам Кисилыхский хребет в этом месте образован плутоном гранитоидов, который растёт относительно толщ залегающих южнее, в пределах Туостяхской впадины, со скоростью до 6 мм в год [1].

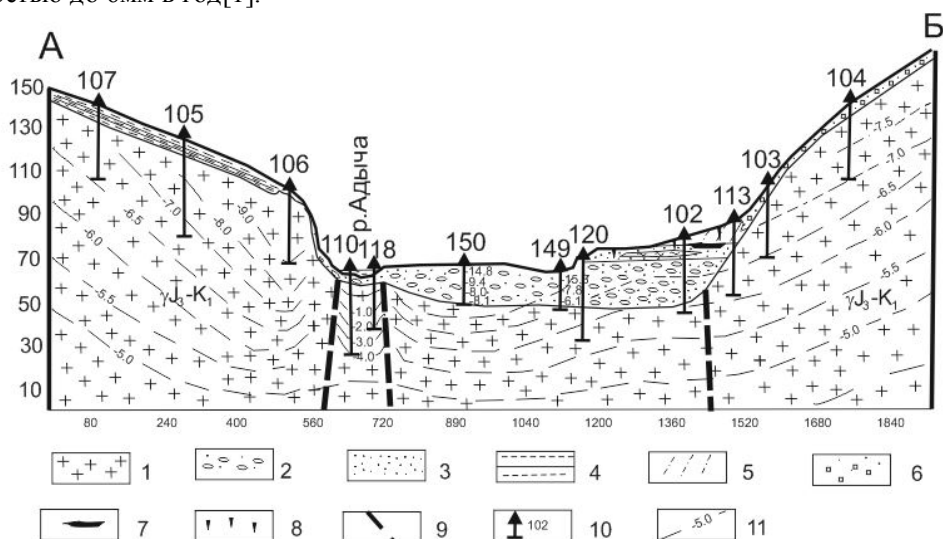


Рис.1. Геолого-геотермический разрез хребта Кисилых
на участке пересечения его рекой Адыча.

Условные обозначения:

1 – граниты позднелавровые-раннемиоценовые; 2 – валунно – галечный материал с песчаным заполнителем; 3 – пески пылеватые; 4 – супеси пылеватые; 5 – супеси с дресвой и щебнем; 6 – глыбы, щебень, дресва с супесчаным заполнителем; 7 – пластовый лёд; 8 – повторно-жильный лёд; 9 – разломы; 10 – скважина и её номер; 11 – изотермы температуры пород.

Тектоническое строение территории расположенной в пределах Кулар-Нерского горного пояса, обусловлено сочленением оконечности Адычанского складчатого-глыбового поднятия со Средне-Янским поднятием через зону Северо-Тирехтяхского интрузивного пояса. Кисилыхское поперечное поднятие является

составной частью этого пояса, а формирование его обусловлено более медленными эрозионными процессами в пределах одноименного плутона гранитоидов. Кисилыхский плутон гранитоидов в этом месте пересекает складчатые структуры Кулар-Нерского террейна. Крупные разломы на этой территории ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлении. Кроме Кисилыхского плутона к узлам пересечения этих разломов приурочены интрузивные массивы Арга-Ыннах-Хайский, и многочисленные дайки [2].

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Среднегодовая температура воздуха, составляет $-15,7^{\circ}\text{C}$ (Оюн-Хомото). Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой $-48,6-48,4^{\circ}\text{C}$, а наиболее тёплый – июнь с температурой от $15,2^{\circ}\text{C}$ до $14,5^{\circ}\text{C}$ [6].

Суровые климатические условия обусловили развитие здесь сплошной низкотемпературной толщи многолетнемёрзлых горных пород (ММП) мощностью от 200 до 500 м, с температурой от $-6,0^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}\text{C}$ [3]. Под руслом реки Адычи развит не сплошной талик мощностью от 12 до 27 м (Рис. 1).

Геологическое строение и сплошное развитие ММП обусловили широкое развитие в пределах Кисилыхского поднятия криогенных форм рельефа, а вдоль подножия гор и подземных льдов.

В пределах вершины Кисилыхского хребта, наиболее распространённой криогенной формой рельефа являются кигиляхи, представляющие собой столбообразные скалы высотой до 30 м, располагающиеся на вершинах водораздела и в привершинных частях склонов [5].

В верхних частях водораздела, залегают гранитоиды, образованные в конце юры – раннем мелу. Осадочные, терригенные толщи этой структуры представлены тёмно-серыми глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами триаса и светло-серыми песчаниками юрской системы. Гранитоиды Кисилыхского плутона представляют собой довольно крепкие породы, разбитые трещинами отдельности, образованными при кристаллизации лавы, тектоническими трещинами, в процессе динамических движений территории и морозобойными трещинами, формирующимися в результате морозного выветривания. Именно комплекс перечисленных процессов обусловил образование причудливых скальных форм, получивших название кигиляхи (Рис. 2).

В гольцовой зоне, на северных и северо-восточных склонах хребта Кисилых, среди глыбового материала каменных морей, формируются нагорные террасы, представлявшие собой плоские площадки, ограниченные выше по склону крутыми уступами. Протяжённость уступов нагорных террас в отдельных случаях достигает нескольких сотен метров. Под уступами нагорных террас до начала августа сохраняются сезонные снежники (рис. 2). Конечной стадией развития нагорных террас являются усечённые плоские вершины – тумпы. На хребте Кисилых-

расположено несколько таких вершин, приуроченных к наиболее возвышенным частям водоразделов.

На плоских водоразделах хребта, гдена дневной поверхности вскрыты граниты, в результате процессов морозного выветривания, образованы обширные поля каменных морей. В субгольцовом поясе (с абс. отм. местности 500-700 м), каменные моря постепенно, по ложбинам стока, сменяются курумными потоками. Отдельные курумы, спустившиеся к подножию склонов до поверхности террасы р. Адычи, образуют коллювиальные нагромождения крупнообломочного материала. Протяжённость таких крупноглыбовых развалов достигает 500м, при ширине 10-15м и высоте до 2-3м. Параллельно с глыбовым материалом курумов, с водораздела хребта Кисиях, интенсивно перемещается тонкодисперсный материал. В отдельных случаях благодаря выносу супесчано-суглинистого материала с курумного потока на поверхности тыловой части первой террасы р. Адычи формируется мощный чехол склоновых наносов, в которых отмечены повторно-жильные льды с базальной криогенной текстурой.



Рис. 2. Кигиляхи, нагорные террасы и каменные моря являются характерными криогенными формами рельефа в гольцовой зоне хребта Кисиях.

В гольцовой зоне на приводораздельных участках пологих склонов, развиты небольшие солифлюкционные языки. При ширине 1-3м, длине 5-10м и высоте фронтального уступа до 1м они сложены несортированным щебнисто – дресвяно – супесчаным материалом. В средней и нижних частях пологих склонов ширина солифлюкционных языков увеличивается до 50-60 м, а их протяжённость достигает 100 и более метров, при высоте фронтального уступа 1-2 м.

В рыхлых наносах в подножии Кисилыхского хребта широко распространены различные виды подземных льдов: повторно-жильные, текстурообразующие и пластовые. Повторно-жильные льды (ПЖЛ) образуют два яруса ледяных жил. Первый ярус ПЖЛ шириной до 2 м и мощностью до 10 м, располагается в супесчано-суглинистых отложениях пологих склонов вдоль Кисилыхского поднятия.

В аллювиальных отложениях реки Адычи и её притоков отмечен второй ярус ледяных жил, для которых характерны следующие закономерности. В пылеватых песках с массивной криогенной текстурой, ширина ПЖЛ не превышает 0,5 м. В суглинках, мощность ледяных жил достигает 1 м, криогенная текстура линзовидная, изредка она представлена шлирами сегрегационного льда, в отдельных случаях присутствует базальная криогенная текстура с эвидентной льдистостью свыше 50%. Максимальная ширина ПЖЛ (1,5-2,0 м) задокументирована на участках развития оторфованных суглинков. Большинство ледяных жил обладает признаками сингенетического роста.

Буровыми работами были вскрыты пластовые льды на контакте склоновых и аллювиальных отложений, их мощность достигает 1 м, площадь простираения проследить можно только при дополнительном бурении. Предположительно, ввиду большой мощности пластового льда, они занимают значительные площади.

К пластовым льдам относятся льды многолетних бугров пучения, которые приурочены к заболачиваемым участкам. В таких местах под слоем торфа образуются благоприятные условия для накопления сегрегационного льда. Чаще всего они располагаются в нижних частях конусов выноса, вдоль подножия склонов, в тыловых частях аккумулятивных террас. На основании изложенной информации сделаны следующие выводы:

1. Суровые климатические условия обусловили развитие в пределах Кисилыхского поднятия сплошной толщи мёрзлых пород мощностью до 500 м, с температурой горных пород на подошве слоя годовых колебаний от -6° до -10°C .

2. На Кисилыхском поднятии широко распространены такие криогенные формы рельефа как: кигиляхи, нагорные террасы, каменные моря, курумы, солифлюкционные потоки.

3. На склонах и в речномаллювии распространены повторно-жильные льды, мощностью до 10 м. Они характеризуются массивной, линзовидной и базальной криогенными текстурами. Пластовые льды встречаются реже и образуют небольшие бугры пучения в подножии склонов.

Литература:

1. Бочаров Г.В., Есикова Л.В. Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск. 1980. С. 10-13.

2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмическое районирование зоны строительства Адычанской ГЭС. // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые. Якутск. 1982. С. 11-14.

3. Мурзин Ю.А., Русаков В.Г. Температура горных пород в бассейне р. Яны. // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 1. Морфология криолитозоны. Якутск.: ИМ СО РАН. 1996. С. 45-56.
5. Мурзин Ю.А. Кигиляхи Якутии. // Наука и техники в Якутии. №1 (4). 2003. – С. 103-108.
6. Справочник по климату СССР (Якутская АССР). Вып. 24, часть 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 96 с.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ ГОРНОРУДНЫХ РЕГИОНОВ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Для старых регионов добычи, обогащения и переработки минерального сырья к каковым относится Южный Урал, включая и территорию Республики Башкортостан (РБ), актуальными становятся проблемы прикладной минералогии, обусловленные снижением качества минерального сырья, растущими объемами отходов добычи и обогащения, необходимостью решения задач экологического содержания.

Снижение качества минерального сырья, при разработке традиционных для территории медно-колчеданных месторождений, обуславливает необходимость совершенствования технологии обогащения сульфидных руд для их комплексного использования, и снижения потерь ценных компонентов при обогащении флотацией.

В комплексных рудах медно-колчеданных месторождений Учалинского, Западно-Озёрного, Ново-Учалинского, Октябрьского Сибайского, Подольского, Юбилейного, наряду с Cu и Zn в качестве ценных компонентов присутствуют: Au, Ag, Cd, In, Se, Te и др.; имеются данные о концентрации элементов группы платины (PGE). Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% Au и 40% Ag, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или, так называемого, «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах.

Низкие технологические показатели извлечения Au из Cu-Zn руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм его нахождения и распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению Au. Внедрение новых технологий, включая кучное и подземное выщелачивание, требует особых подходов к оценке технологических, в первую очередь минералогических, параметров сырья, в частности установления

форм нахождения и распределения ценных примесей включая Au (извлечение которого не превышает 20%), Ag и PGE.

Перспективной представляется технология гидрометаллургии для эффективного вовлечения в освоение комплексных по составу руд зоны окисления медно-колчеданных месторождений. Однако недостаточная изученность минералогических параметров комплексного сырья не позволило получить положительный результат при испытании кучного выщелачивания меди из бурых железняков месторождения Бакр-Узак.

Перспективным является вовлечение пород вскрыши в производство, весьма дефицитного для большинства субъектов РФ, качественного щебня как минерального каркаса бетонов и асфальтобетонов при промышленном и дорожном строительстве. Результаты исследования минерального состава, текстурно-структурных свойств и особенностей эпигенетических изменений пород создают предпосылки для управления качеством асфальтобетонных смесей, поскольку определяют адгезионные свойства поверхности зёрен щебня по отношению к нефтяным битумам различных производителей и позволяют целенаправленно разрабатывать адгезионные присадки, способные оптимизировать взаимодействие минерального каркаса и битума в составе асфальтобетонной смеси для повышения качества и срока службы дорожных покрытий.

Данные о минеральном составе и текстуре пород позволяют оценить лещадность (нормируемый показатель количества зёрен уплощённой и игловидной форм), получаемого щебня, исследование поверхности зёрен, позволяют прогнозировать особенности взаимодействия минерального каркаса с битумом и оценить неэффективные потери последнего, достигающие при высокой кавернозности поверхности зёрен щебня до 14%.

Для уникальных по составу природнолигированных руд Зигазино-Комаровской группы месторождений железа камнем преткновения является агрегативное – текстурно-структурное состояние минерального сырья, обусловленное высокой долей охристых руд, обуславливающих высокий (до 40%) уровень технологических потерь ценного сырья, объёмы накопленных отходов которого составляет порядка 70 млн. т.

Комплексное освоение минеральных ресурсов как основа рационального недропользования предполагает всестороннее изучение минерального состава разнотипного сырья. Примером является наличие в аллювиальных золотоносных россыпях, минералов платиноидов, в количествах позволяющих оценивать сырьё объектов как комплексное.

Рентгеноструктурный анализ минералов комплексной по составу современной аллювиальной россыпи Учалинского района позволил выявить фазы туламинита (Pt_2FeCu), самородного иридия (Ir), ферроплатины (Pt_3Fe), рутенистого осмия ($OsRu$), иридистого осмия ($Os_{13}Ir_7$), рутенистого иридия ($Ir_{53}Ru_{47}$), самородного осмия (Os).

Особое место в регионах осуществления продолжительной и масштабной деятельности по добыче, обогащению и переработке минерального сырья занимают минералогические задачи освоения техногенного минерального сырья, представленного широким спектром твёрдых отходов добычи: отвалы некондиционных руд (содержание ценных компонентов в лежалых отвалах которых выше, чем в добываемом сегодня сырье) и вскрышные породы (щебень); отходов обогащения (хвосты флотации медноколчеданных руд и пиритный концентрат) и др.

Перспективы золотодобычи региона связаны с переработкой накопленного в значительных объёмах (млн. т.) разнотипного техногенного минерального сырья представленного: хвостами флотации золото-пиритных руд (Миндякский ГОК), хвостами перколяции золотоизвлекательной фабрики (пос. Семёновский), лежащими эфельными отвалами многочисленных бегунных фабрик, золотосодержащими песками отсеков месторождений песчано-гравийных материалов, металлургическими шлаками золотомедного завода (г. Баймак), пиритными огарками - отходами сернокислотного производства (г. Мелеуз) и др. Отходы недропользования как месторождения разнотипного техногенного минерального сырья требуют изучения с применением всего арсенала средств современной технологической минералогии.

Примером таких работ могут служить геолого-экономические исследования песков-отсеков месторождений ПГМ Республики Татарстан проведённые ЦНИИ-геонеруд.

Исследование минерального состава и технологических свойств новых перспективных для региона Южного Урала типов оруденения является одной из актуальных задач прикладной минералогии. Пример - древние кварцевые конгломераты с мелким (0,0п - 0,п мм) магнитным золотом, ассоциирующим с золотоносными магнетитом и гематитом.

Актуальна для РБ проблема обеспечения качественным карбонатным сырьём - крупнейшего в РФ содового производства (г. Стерлитамак).

Решение экологических проблем недропользования невозможно без исследования минеральных форм нахождения экотоксикантов – элементов-загрязнителей окружающей среды в природно-техногенных системах.

Так, ртутное загрязнение компонентов окружающей среды региона установлено в зоне размещения золотоизвлекательной фабрики и обусловлено наличием супертоксиканта в виде амальгамы золота (фаза $Au_{0.81}Hg_{0.19}$ и др.) в составе исходного сырья предприятий – окисленных рудах медноколчеданных месторождений. В эфелях многочисленных бегунных фабрик и россыпей с тонким золотом, где использовалась традиционная для Южного Урала технология амальгамации, обнаружены фазы состава Au_6Hg_5 , Au_5Hg_8 .

Мониторинг технологических свойств природного и техногенного минерального сырья необходим ввиду его неоднородности в широком диапазоне от макро- до наноуровня. Инвестиционная привлекательность объектов недропользования

определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, позволяющих оптимально реализовать ресурс современных совершенствующихся технологий переработки.

Рациональное использование с минимальным экологическим риском природного и техногенного минерального сырья старых горнорудных регионов РФ, таких как, Республика Башкортостан и Республика Саха (Якутия), способен обеспечить комплекс минералогических исследований, органично сочетающий традиционные методы (минералогическое картирование и др.) с постоянно совершенствующимися современными прецизионными методами.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РЕГИОНОВ НЕФТЕГАЗОДОБЫЧИ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Геодинамический мониторинг (ГМ) как составной элемент мониторинга геологической среды (ГС) представляет систему повторных наблюдений за геодинамическим состоянием недр, проводимых в рамках заданного регламента, а также прогноз последствий изменений состояния недр при разработке месторождений углеводородов (УВ) и (или) строительства и эксплуатации подземных хранилищ газа (ПХГ) [4].

Происходит изменение параметров природных физических полей, формируется и начинает функционировать техногенное поле.

Техногенная трансформация ГС Западно-Сибирского мегабассейна (ЗСМБ) обусловлена добычей из недр более 10 млрд. т нефти и 11 трлн. м³ газа, бурением сотен тысяч скважин, созданием десятков городов и поселков, тысяч километров различных трубопроводов, дорог, других объектов инфраструктуры ТЭК [5]. Геодинамическими последствиями являются оседание поверхности земли и техногенные землетрясения [2].

В 1940-х годах через 10 лет после начала разработки месторождения Уилмингтон (США) поверхность земли просела до 9 м. Проседание остановили нагнетанием воды, а затопление – возведением дамбы. На месторождениях Лонг-Бич, Инглвуд, Болдуин и Санта-Фе Спрингс (США) нисходящие перемещения амплитудой до 173 см и горизонтальные - до 366 см обусловлены нефтедобычей в течение 40 лет. Интенсивная нефтедобыча привела к проседанию на 20 м дна под

платформой месторождения Экофиск (Северное море, 1984 г.); в результате были разрушены обсадные колонны скважин и затоплена лодочная станция [9].

За 10 лет эксплуатации месторождений Балаханы-Сабунчи-Рамуны и Сураханы (Республика Азербайджан) поверхность земли просела на 39 см. На Ромашкинском месторождении (Республика Татарстан) обратимые проседания и поднятия земной поверхности достигали 20 см [6].

Снижение пластовых давлений на 5,0–15,0 МПа в начале нефтегазодобычи приводит к образованию депрессионных воронок площадью до 1000 км² (Ромашкинское, Шкаповское, Туймазинское, Ярино-Каменоложское, Мухановское и др. месторождения). Последующее заводнение вызывает перераспределение пластовых давлений, изменение векторов и скоростей движения подземных вод, смещение контуров нефтеносности, интенсификацию перетоков между водоносными комплексами, служащих причиной техногенных землетрясений. На месторождении Газли (Узбекистан) с 1976 по 1984 гг. произошла серия землетрясений силой 6,8–7,3М, уничтоживших промысел; зона, отнесенная до начала газодобычи к 5-балльной сегодня является 8-балльной. При разработке Бованенковского газоконденсатного месторождения (Западная Сибирь) прогнозируются интенсивные (до 2 м) просадки поверхности землетрясения не более 4М [4].

Более 970 землетрясений силой 3,4М произошло на месторождении Рангели (США) где отбор нефти и закачка воды на глубинах 1830–3550м осуществлялись с 1962 по 1970 гг. На Старогрозненском нефтяном месторождении (Чеченская Республика) за 1971–1973 гг. произошло 22 землетрясения. К техногенным отнесены землетрясения на месторождениях УВ Долина (Украина), Бурунное, Кум-Даг (Туркменистан), на двух последних они были катастрофическими (5,7–7М). Наиболее велика вероятность возникновения землетрясений при нарушении равновесия в карбонатных коллекторах (Карачаганакское, Астраханское, Оренбургское месторождения). Техногенные тектонические подвижки приводят к проседанию земной поверхности амплитудами 5–32 мм. ГМ Астраханского ГКМ показал, что на участках, подвергнутых наиболее интенсивному отбору флюидов, зафиксированы максимальные концентрации эманации (радоновые и гелиевые аномалии), приуроченные к тектоническим нарушениям [3]. В Республике Башкортостан (РБ) система ГМ ГС объектов добычи и транспорта УВ, к сожалению, только создаётся [2].

В то же время установлено, что на площади депрессионной гидродинамической воронки Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (ОНГКМ) плотность сейсмических событий в 5–6 раз выше, а количество выделившейся энергии в 10 раз больше, чем в среднем по Южному Предуралью [7].

Использование ядерных зарядов для интенсификации добычи УВ, сооружения подземных емкостей в солях, глушения открытых газовых фонтанов на Астраханском, Оренбургском, Совхозном, Карачаганакском месторождениях УВ (1965–1988г.) вызвали увеличение концентрации микросейсм, перераспределение векто-

ров тектонических напряжений. ГМ ГС на нефтяном месторождении Грачевское (РБ), где последовательно произведены три промышленных взрыва (объект «Бутан»), не ведется.

Существенные техногенные преобразования ГС свойственные регионам добычи УВ и твердых полезных ископаемых обусловили необходимость составление «Геоэкологической карты Центральной Азии» масштаба 1: 2500000 включающей часть территории Российской Федерации, территории Казахстана, Узбекистана, Туркмении, Киргизии, Таджикистана, Синьцзянь-Уйгурского автономного района КНР. Карта является частью «Атласа литолого-структурных, палеогеографических, палинспатических и геоэкологических карт Центральной Евразии». Территория дифференцирована по типам и опасности проявлений геологических, в т. ч. геодинамических техногенных процессов [1].

ГМ Северо-Каспийского и Сахалинского шельфа - зон критически напряженного состояния, предлагается развернуть до начала интенсивной разработки месторождений УВ, поскольку необходимо изучение естественной местной фоновой сейсмической активности, определяемой строением ГС, естественными и техногенными флюидодинамическими процессами, геодинамической обстановкой, режимом естественных напряжений. Комплексный ГМ объектов УВ на шельфе включает геодезические, высокочастотные гравиметрические донные и скважинные наблюдения, сейсмическое просвечивание, локальные деформационные, гидрохимические и гидродинамические наблюдения [8].

Стратегической экологической задачей является развитие ГМ ГС зоны трассы нефтепровода ВСТО, сейсмичность отдельных районов которого достигает 7-8 бального уровня. Актуально создание системы ГМ ГС районов добычи УВ на территории РС (Я) - Талаканского (оператор ОАО «Сургутнефтега») и Чаяндинского нефтегазоконденсатных (оператор ОАО «Газпром») месторождений.

Индукцированные землетрясения на месторождениях УВ указывают на масштабность техногенной трансформации ГС, причина которой – интенсивная добыча. Безопасность объектов добычи, транспортировки и переработки УВ требует комплексного ГМ ГС регионов нового освоения.

Литература:

1. Вартанян Г.С., Островский В.Н. и др. Геоэкологическая карта Центральной Евразии масштаба 1:2 500 000. Методика составления. Мат-лы конф. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской России и Урала». Кн.1. Екатеринбург, 2000. С.232-233.

2. Габитов Г.Х., Мустафин С.К. Эколого-геодинамические последствия и проблемы геодинамического мониторинга процессов нефтегазодобычи. Мат-лы конф. Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов НГК. М.:ИПНГ РАН, 2005. С. 56-65.

3. Ергалиев Т.Ж. Мониторинг геосферных процессов казахстанской части Каспия. Вестник КазНУ, серия экологическая, 2009 г., №1 (24). – С. 3-14.

4. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Комплекс мониторинговых наблюдений для повышения геодинамической безопасности разработки месторождений нефти и газа и

эксплуатации ПХГ. Мат. междунар. конф. Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов НГК. М.:ИНГ РАН, 2005 – С. 79.

5. Матусевич В. М., Ковяткина Л. А. Техногенное поле – главный фактор формирования геологической среды. Нефть и газ. Тюмень: ТГНУ, 2012, №3 (93) Май- июнь. - С.6-13.

6. Мирзоев К.М., Гатиятуллин Н.С., Тарасов Е.А. и др. Сейсмическая опасность территории Татарстана. Георесурсы. Казань, 2004. № 1.С.45-48.

7. Нестеренко М. Ю. Проблемы геодинамической безопасности при эксплуатации месторождений УВ. Литосфера, 2012, № 2. С. 173-177.

8. Степанов А. Всевидящее око мониторинга. Нефть России, 1999. №4. С.88.

9. Хайн Норманн Дж. Геология, разведка, бурение и добыча нефти / Пер. с англ. – М.: ЗАО «Олимп-Бизнес», 2004. – 752 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ, ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИННОКЕНТЬЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)

Нерода О.Н., Остапенко Н.С.

ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, ostapenko_ns@mail.ru

Иннокентьевское золоторудное месторождение расположено в Верхнесе-лемджинском рудном районе в пределах Джагдинского звена восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Совместно с соседним месторождением Токур оно принадлежит Челогорскому рудному полю.

Разведывалось месторождение в середине 60-х годов прошлого века исключительно как жильный объект. Было выявлено несколько десятков жил с малосульфидной золото-кварцевой минерализацией. В ряде жильных тел оконтурены промышленные блоки, а одно из жильных тел было отработано. Месторождение оценено как мелкое по запасам золота. Наряду с жильными телами, двумя взаимно удаленными разведочными выработками была вскрыта и опробована прожилково-вкрапленная золотосодержащая минерализация, которой при разведке месторождения не было уделено серьезного внимания.

После обнаружения в 1967 году одним из авторов этого сообщения подобной золотоносной минерализации в керне ранее пройденных глубоких скважин на соседнем месторождении Токур, а затем и в ранее пройденных подземных выработках, на обоих рудных объектах было проведено комплексное изучение жильного и нового прожилково-вкрапленного типа минерализации [1]. В последующие годы комплексные исследования рудного поля и месторождений были продолжены. В результате были получены новые материалы, важные для оценки условий

формирования месторождений и ресурсов золота. В данном сообщении приводятся эти характеристики для Иннокентьевского месторождения.

Структурные условия локализации. Оба морфологические типа минерализации размещаются в висячем крыле крутозалегающего Южного разлома и ответвляющейся от него пологой ветви (рис.), увязанной нами с западным продолжением Главного разлома месторождения Токур. Эта ветвь разлома рассматривается как основная флюидоподводящая структура для Иннокентьевского месторождения. Эта ее роль подчеркивается конфигурацией комплексного вторичного ореола рассеяния месторождения (см. рис.). Все выявленные жильные тела увязываются в две сближенные зоны кулисного строения северо-западного простирания. Они ответвляются от флюидопроводника и залегают субсогласно с простиранием и пологим ($25-30^\circ$) падением пород южного крыла складки – в песчаниках токурской свиты и в пачке крупнопластового переслаивания песчаников и алевролитов нижней части экимчанской свиты. Аргиллиты и флишоиды средней и верхней частей этой свиты являлись экраном для флюидов. Поперечные разломы имеют дорудное заложение. Смещения контактов пород по ним составляют десятки метров, а жильных тел – десятки сантиметров – первые метры. Параллельно этим разломам залегают серии пересекающих жилы субмеридиональных даек порфиритов (на рисунке не показаны). К этим разломам тяготеют и серии крутозалегающих штоков диоритов диаметром 30-70 м. Месторождение располагается в надочаговой зоне Соотношения жил, даек и штоков парагенетические.

Золото-кварцевые жилы месторождения на 95-98% сложены жильными минералами – кварцем, карбонатами, адуляром, серицитом и угловатыми обломками вмещающих пород. Около 0,5-3% жильной массы сложено пиритом, арсенипиритом при подчиненной роли галенита и сфалерита. Во всех пробах присутствует шеелит и в значительной их части самородное золото крупностью от 0,1 до 1-2 мм. Проба такого золота по нескольким определениям колеблется в интервале 700-800 единиц. В пирите и арсенипирите присутствует дисперсное золото в количестве 10-35 г/т. В некоторых образцах жильного кварца наблюдались шеелит, минералы титана, единичные кристаллы черного турмалина, изредка чешуйки молибденита.

Минералогическая и геохимическая зональность жильных тел. Для месторождения характерны минеральные ассоциации аналогичные жилам месторождения Токур, отлагавшиеся от зальбандов жил к центру в той же последовательности [2]. Текстуры руд предопределены особенностями распределения генераций кварца и минеральных ассоциаций. Наиболее распространены брекчиевые текстуры руд и полосчатые, реже массивные. На верхних горизонтах месторождения обычны друзовые текстуры, пустоты которых иногда заполнены анкеритом.

Геохимическим изучением поверхности месторождения выяснено неравномерное распределение элементов в плане. Область сочленения жил с флюидоподводящим Главным разломом обогащена шеелитом, за счет которого формируются интенсивные вторичные ореолы рассеяния вольфрама. С удалением от него к юго-востоку вольфрамоносность жил снижается, происходит смена прожилково-вкрапленных текстур массивными, брекчиевыми и друзовыми, уменьшение в рудах количества сульфидов, увеличение доли кварца поздних генераций.

Вертикальная зональность золото-кварцевых жил выражена сменой минеральных и геохимических ассоциаций. На их нижних уровнях широко представлена ранняя кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация с шеелитом. Эпизодически проявлена продуктивная золото-полиметаллическая ассоциация. Жильное выполнение имеет массивную и брекчиевую текстуры. На верхних уровнях продуктивных тел более широко проявлены золото-полиметаллическая и поздняя кварц-анкеритовая ассоциации. Преобладающими здесь являются полосчатые, брекчиевые и друзовые текстуры.

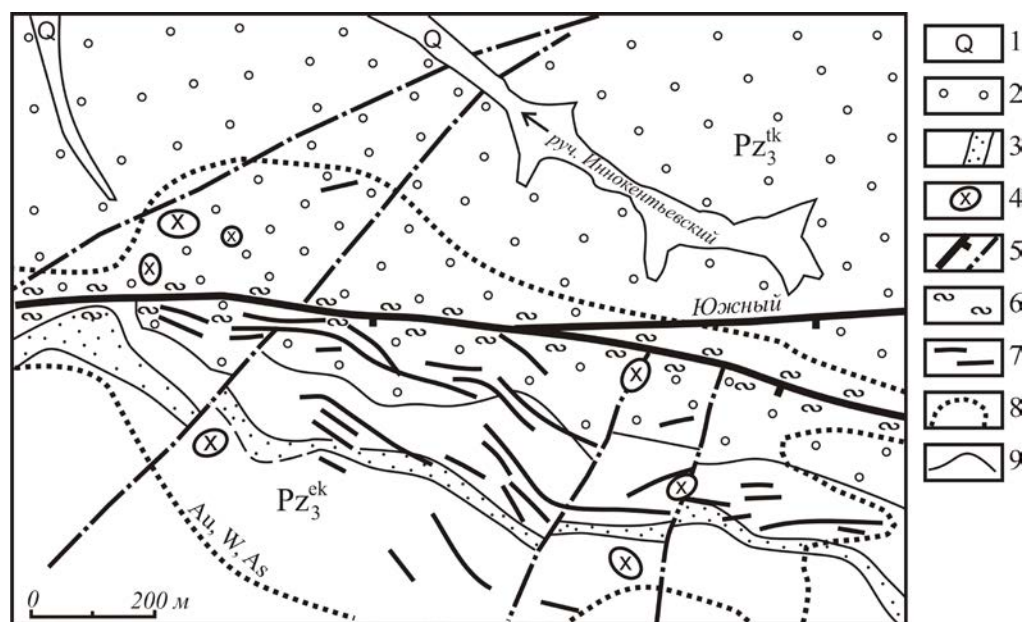


Рис. Схема геологического строения и размещения рудных тел Иннокентьевского месторождения: 1 – аллювий; 2 – токурская песчанниковая свита; 3 – экимчанская алевро-аргиллитовая свита с пачкой песчаников; 4 – штоки диоритов, мел; 5 – разломы основные (с направлением падения) и второстепенные; 6 – прожилково-вкрапленная минерализация; 7 – золото-кварцевые жилы; 8 – комплексный вторичный ореол Au, W, As; 9 – геологические границы.

Прожилково-вкрапленное оруденение. Породы в зоне пологого флюидо-подводящего разлома на всем его протяжении минерализованы. На мощность в несколько десятков метров они серицитизированы и окварцованы, содержат прожилки кварца, карбоната, просечки и вкрапленность пирита, арсенопирита. Метасоматические преобразования пород состояли в привносе флюидами Si, K, As, S, Au, W и выносе или перераспределении Na, Mg, Ca, Fe. Количество сульфидов в них около 3%, то есть несколько больше, чем в жилах (0,5-1%). Содержания золота варьируют от 0,3 до 5-7 г/т. Выделяются участки мощностью 4-5 м со средними содержаниями золота 3-4 г/т. В связи с ограниченным числом пересечений этой зоны выработками, распределение золота в ней по глубине не изучено. Вместе с тем, полученные при изучении соседнего месторождения Токур данные о присутствии в этой структуре золотого оруденения на глубинах 800-900 м от поверхности, позволяют предполагать распространение прожилково-вкрапленной минерализации до таких же глубин и здесь. Учитывая это, общие ресурсы золота Иннокентьевского месторождения могут быть на порядок выше, нежели разведанные в его жильных телах.

Литература:

1. Остапенко Н.С. Зональность оруденения и первичные ореолы рассеяния золоторудных месторождений Верхне-Селемджинского золотоносного района (Приамурье). Автороферат ... дисс. к.г.-м.н. Владивосток: ДВГИ, 1974. 28 с.
2. Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом. // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297-304.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ТРУБОПРОВОДА, ПРОЛОЖЕННОГО В КРИОЛИТОЗОНЕ

Николаева М.В., Атласов Р.А., Бердыев С.С., Иванов А. Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

При эксплуатации трубопроводов, проложенных по территории с распространением многолетнемерзлых пород в сложных инженерно-геологических или природно-климатических условиях, технологические элементы взаимодействуют с природной средой и с мерзлыми грунтами в том числе. Обеспечение эксплуатационной надежности трубопроводов, прокладываемых в таких условиях, основывается на знании основных особенностей строительных свойств мерзлых грунтов, характера их поведения в мерзлом состоянии и при оттаивании в зависимости от нагрузок и длительности их воздействия.

Как правило, строительство трубопроводов на мерзлых грунтах осуществляется в период, когда грунт находится в мерзлом состоянии, поскольку при сезонном оттаивании проезд строительной техники вдоль трассы становится практически невозможным. Таким образом, начальное состояние подземного трубопровода определяется положением уложенной в мерзлый грунт трубы, и напряженно-деформированное состояние трубопровода на данный момент должно рассчитываться с учетом физико-механических свойств мерзлого грунта.[2]

С вводом трубопровода в эксплуатацию при температуре продукта выше 0°C происходит оттаивание мерзлого грунта под трубопроводом, при этом вследствие изменения физико-механических свойств грунта вдоль трубопровода размер и оттаивания в различных сечениях труб будут разными. Это способствует возникновению изгибов, провисанию отдельных участков, больших пространственных перемещений, что может привести к авариям и отказам.

Для оценки несущей способности подземных трубопроводов, прокладываемых в мерзлых грунтах, необходимо в первую очередь решить задачу теплового взаимодействия трубы и мерзлого грунта и на ее основе - прочностную задачу, считая нагрузки заданными.

При наличии в пределах конструкции талых и мерзлых грунтов на значение расчетных усилий в конструкции наибольшее влияние оказывает резкая разница в деформациях оттаявшей и талой зон. При расчете напряжений, возникающих в трубопроводах в результате развития неравномерных осадок протаивающего основания необходимо учитывать характер распределения максимальных расчетных напряжений во времени, так как момент их возникновения и их экстремальные значения не всегда совпадают с окончанием расчетного срока эксплуатации или с моментом стабилизации процесса оттаивания.

Для решения задачи с учетом физической нелинейности грунта и геометрической нелинейности системы во времени применяется следующая последовательность этапов:

1. Исходными данными являются: геометрия оси трубопровода с действующими на него нагрузками, глубина оттаивания и размер осадки грунта над трубой. Они принимаются заданными в некоторый фиксированный момент времени. При этом ореол оттаивания и осадка грунта определяются с учетом того, что над трубопроводом уже существует слой оттаявшей толщи грунта.[1]

2. Рассчитывается напряженно-деформированное состояние пространственного трубопровода, уложенного в мерзлый грунт без транспортируемого продукта. В силу малости перемещений на этом этапе задачу о расчете напряженно-деформированного состояния можно считать геометрически линейной.

3. Рассчитывается напряженно-деформированное состояние трубопровода в мерзлом грунте с учетом температурного перепада и внутреннего давления про-

дукта. Причем, на данном и предыдущем этапах расчета используются физико-механические характеристики мерзлых грунтов.

4. Определяется осадка оттаивающего грунта под трубой через определенные промежутки времени. Рассчитанное значение прогнозируемой осадки задается в качестве исходной информации в программе расчета напряженно-деформированного состояния пространственного трубопровода [3], при расчете используются характеристики талого грунта.

Исходной информацией для выбора расчетной схемы является следующее:[2]

а) расположение, протяженность, свойства талых и мерзлых грунтов по трассе, возможности деградации мерзлых грунтов основания в результате изменения гидрологических и других условий, являющихся следствием строительства и эксплуатации трубопровода;

б) значения ореола оттаивания мерзлых грунтов и установленный продольный профиль тепловых осадок под нагрузкой;

в) физико-механические характеристики сопротивления грунта продольным и поперечным перемещениям трубы;

г) согласование перемещения трубопровода в выбранной математической модели с осадками грунта, т. е. выбор расчетной схемы, соответствующей реальным условиям деформирования;

д) нагрузка распределенная (вес трубы и вышележащего грунта) или сосредоточенная (вес кранов, задвижек, пригрузов и пр.);

е) технологический режим эксплуатации (температурный перепад, внутреннее давление).

Выбор расчетной схемы пространственного трубопровода определяется возможностью расчетных методов механики деформируемого твердого тела.

Трубопровод может иметь на отдельных участках большие перемещения. В процессе нагружения трубопровода проявляется конструктивная нелинейность системы, наличие или отсутствие связи с грунтом, а также физическая нелинейность грунта и материала трубы.

Литература:

1. Бородавкин П.П. Механика грунтов в трубопроводном строительстве: Учебник для вузов. – 2-е изд. Перераб. и доп. – М. Недра, 1986, 224 с.

2. Курочкин В.В., Малюшин Н.А., Степанов О.А., мороз А.А. Эксплуатационная долговечность нефтепроводов. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001. – 231 с.

3. Шаммазов А. М. [и др.] Разработка метода расчета напряженно-деформированного состояния газопроводов, проложенных в сложных инженерно-геологических условиях // Нефтегазовое дело. 2004. № 2. С. 119-128.

ДИСПЕРСИОННАЯ АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПЛАСТА КОМПЛЕКСНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ЕГО ВОЗБУЖДЕНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ МАГНИТНЫМ ДИПОЛЕМ

Ним Ю.А.

СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск

С техническим освоением микросекундного диапазона наблюдения переходных процессов, обусловленного, в основном, расширением алмазопроисловых работ, инженерно-геоэриологических исследований, практической реализацией технологии георадиолокации, возникли вопросы учёта частотной дисперсии геологической среды в импульсном электромагнитном поле, проявляющейся немонотонным характером затухания Э.Д.С. индукции, не предусмотренным в теории импульсных электромагнитных зондирований, широко применяемых в практике геологопоисковых работ.

Одной из причин таких «аномалий», наряду с явлениями низкочастотной поляризации и эффекта Максвелла-Вагнера, широко обсуждаемых в литературе, является менее изучаемая в геоэлектрике, так называемая, дебаевская частотная дисперсия диэлектрической проницаемости пласта комплексной электропроводности, возникающая в высокочастотном электромагнитном поле [1, 2, 4-6].

В этой связи представляет интерес в качестве дополнения к теоретическому обеспечению технологий высокочастотного импульсного электромагнитного зондирования [6], рассмотреть аналитическую модель импульсного электромагнитного поля геологического пласта комплексной электропроводности при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем – технологической модификации импульсной электроразведки.

Физико-геометрическую модель диспергирующего геологического пласта комплексной электропроводности аппроксимируем эквивалентной ему по электрофизическим параметрам плоскостью « $\tilde{K}$ ».

$\tilde{K} = S + i\omega\tilde{D}$; $S = \lim_{\gamma \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0} \gamma \ell$; $\tilde{D} = \lim_{\tilde{\epsilon} \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0} \tilde{\epsilon} \ell$ при $\tilde{\epsilon} = \epsilon' - i\epsilon''$ – комплексная диэлектрическая проницаемость, ϵ', ϵ'' – соответственно, действительная, мнимая компонента диэлектрической проницаемости, $\tilde{D} = D' - iD''$ – комплексная продольная диэлектрическая проницаемость, $D' = \lim_{\epsilon' \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0} \epsilon' \ell$ при $\epsilon' \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0$ – действительная компонента продольной диэлектрической проницаемости; $D'' = \lim_{\epsilon'' \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0} \epsilon'' \ell$ при $\epsilon'' \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0$ – мнимая компонента продольной диэлектрической проницаемости; S – продольная проводимость пласта, γ – элек-

тропроводность пласта, ℓ - мощность пласта, i – мнимая единица, ω – круговая частота.

Магнитный диполь с моментом $M = M_x e^{i\omega t}$, ориентированный по оси «х» декартовой системы координат (x, y, z) , совмещённой с цилиндрической (r, φ, z) поместим в начало координат, отстоящей от плоскости « $\tilde{K}$ » на высоту $h = -z$. В соответствии с типом источника поля и симметрией рассматриваемой геометрической модели, вектор-потенциал магнитного поля вводимого соотношением $E = \text{rot}A$ имеет две компоненты: горизонтальную « A_x » и вертикальную « A_z » [5].

Согласно уравнениям электродинамики, рассматриваемая электродинамическая система, описывается уравнением Гельмгольца:

$$\nabla^2 A_{zx} = \tilde{K}^2 A_{zx}, \quad (1)$$

где $\tilde{K}^2 = i\omega\mu\gamma - \omega^2\mu\varepsilon$ – квадрат комплексного волнового числа, μ – магнитная проницаемость.

В верхнем (1) и нижнем (2) полупространствах, разделённых плоскостью « $\tilde{K}$ », уравнение Гельмгольца вырождается в уравнение Лапласа:

$$\nabla^2 A_{zx} = 0, \quad (2)$$

а на плоскости « $\tilde{K}$ » в граничное условие вида:

$$1. \frac{\partial A_{x1}}{\partial x} + \frac{\partial A_{z1}}{\partial z} - \frac{\partial A_{x2}}{\partial x} - \frac{\partial A_{z2}}{\partial z} = i\omega\mu(S + i\omega\tilde{D})A_{z(1,2)}.$$

Другие граничные условия имеют вид:

$$2. A_{z1} = A_{z2}.$$

$$3. \frac{\partial A_{x1}}{\partial z} = \frac{\partial A_{x2}}{\partial z} = 0.$$

Условия регулярности представляются в виде:

$$\text{при } r \rightarrow 0, A_x \rightarrow \frac{i\omega\mu M_x}{4\pi r} = \bar{M} \frac{1}{r}; \text{ при } r \rightarrow \infty, A_x \rightarrow 0.$$

Решения уравнения Лапласа, согласно методу Фурье, представляются компонентами вектор-потенциалов по обе стороны границы « $\tilde{K}$ » в виде:

$$1. A_{1x} = \bar{M} \int_0^\omega (e^{\pm m|z|} + D_0 e^{-mz}) J_0(mr) dm,$$

$$2. A_{2x} = \bar{M} \int_0^\omega D_1 e^{mz} J_0(mr) dm,$$

$$3. A_{1z} = \bar{M} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\omega C_0 e^{-mz} J_0(mr) dm,$$

$$4. A_{2z} = \bar{M} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\omega C_1 e^{mz} J_0(mr) dm,$$

где $J_0(mr)$ – функция Бесселя нулевого порядка, аргумента (mr) , m – переменная интегрирования, D_0, D_1, C_0, C_1 – постоянные интегрирования, определяемые из граничных условий.

Опуская промежуточные выкладки, определяемые коэффициенты, представляются в виде:

$$D_0 = -e^{-2mh}, D_1 = 0, C_0 = \frac{2}{2m+i\omega\mu\tilde{K}} e^{-2mh}, C_1 = \frac{2}{2m+i\omega\mu\tilde{K}}$$

Согласно этим коэффициентам во временной области импульсное электромагнитное поле определяется только компонентой $A_z(t)$.

Для учёта частотной дисперсии диэлектрической проницаемости во временной области рассмотрим знаменатель коэффициентов C_0, C_1 , подставив в них аналог формулы Дебая $\tilde{D} = \frac{D_0 + D_\infty i\omega\tau}{1 + i\omega\tau} = D' - iD''$. Здесь D_0 – продольная диэлектрическая проницаемость на низкой частоте, D_∞ – продольная диэлектрическая проницаемость на высокой частоте.

$$W = 2m + i\omega\mu S + (i\omega)^2 \mu \frac{D_0 + D_\infty i\omega\tau}{1 + i\omega\tau} = \left(p^3 + p^2 \frac{D_0 + S\tau}{D_\infty \tau} + p \frac{2m\tau + \mu S}{\mu D_\infty \tau} + \frac{2m}{\mu D_\infty \tau} \right) \mu D_\infty \tau,$$

где $i\omega = p$ – символика операционного исчисления.

Представляя знаменатель W в виде кубического уравнения $p^3 + p^2 r + p\vartheta + t = 0$, получим её решение в виде:

$$W = (p + c)[(p + a)^2 + b^2],$$

где

$$c = \frac{r}{3} + 2Rsh\frac{\varphi}{3}; b = \sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3}; R = (\text{sign } q)\sqrt{\frac{|p|}{3}}; sh\varphi = ch\varphi = \frac{q}{2R}; \rho = \frac{2\vartheta - r^2}{3}; q = \frac{2r^3}{27} - \frac{r\vartheta}{3} + t; r = \frac{D_0 + S\tau}{D_\infty \tau}; t = \frac{2m}{\mu D_\infty \tau}$$

Числитель коэффициента C_0 имеет вид $V = \frac{2}{\mu D_\infty \tau} (1 + i\omega\tau) e^{-2mh}$.

С учётом момента возбудителя:

$$V = \frac{2}{\mu D_\infty \tau} p(p\tau + 1) e^{-2mh} = \frac{2\tau}{\mu D_\infty \tau} \left[p \left(p + \frac{1}{\tau} \right) \right] e^{-2mh}.$$

Таким образом, коэффициенты C_0 и C_1 преобразованы к табличным интегралам обратного преобразования Лапласа-Карлсона [3, ф.21.82, с.203]. Подставляя найденные коэффициенты в (3, 3) и (3, 4), согласно указанным табличным интегралам получим:

$$A_{1z}^x(t) = \frac{M_x}{2\pi D_\infty} \cos \varphi \int_0^\infty e^{-dm} \frac{\delta - c}{(\alpha - c)^2 + b^2} e^{-ct} + \frac{1}{b} \sqrt{\frac{(\delta - \alpha)^2 + b^2}{(c - \alpha)^2 + b^2}} e^{-at} \sin(bt + \lambda) J_0(mr) dm$$

$$A_{2z}^x(t) = \frac{M_x}{2\pi D_\infty} \cos \varphi \int_0^\infty e^{mz} \frac{\delta - c}{(\alpha - c)^2 + b^2} e^{-ct} + \frac{1}{b} \sqrt{\frac{(\delta - \alpha)^2 + b^2}{(c - \alpha)^2 + b^2}} e^{-at} \sin(bt + \lambda) J_0(mr) dm$$

где $\lambda = \arctg \frac{b}{\alpha - c} - \arctg \frac{b}{c - \alpha}$; $\delta = \frac{1}{\tau}$; $\alpha = 2h + z$.

Компоненты электромагнитного поля определяются из соотношений:

$$\dot{B}_z^x = \frac{\partial B_z^x}{\partial t} = -\frac{\partial^2 A_z^x}{\partial z^2}; \quad \dot{B}_r^x = \frac{\partial B_r^x}{\partial t} = -\frac{\partial^2 A_z^x}{\partial r \partial z}; \quad \dot{B}_\varphi^x = \frac{\partial B_\varphi^x}{\partial t} = -\frac{1}{r} \frac{\partial^2 A_z^x}{\partial \varphi \partial z};$$

$$E_\varphi^x = -\frac{\partial A_z^x}{\partial r}; \quad E_r^x = \frac{1}{r} \frac{\partial A_z^x}{\partial \varphi}.$$

Таким образом, определена в виде однократного интеграла, поддающемся численному анализу, дисперсионная аналитическая модель высокочастотного импульсного электромагнитного поля геологического пласта комплексной электропроводности при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем – технологической модификации практического наблюдения поля, особенно актуальной при каротаже горизонтального ствола нефтегазовой скважины и инженерно-геокриологических исследований.

Литература:

1. Артеменко И.В., Кожевников Н.О. Моделирование эффекта Максвелла-Вагнера в мёрзлых крупнодисперсных породах с порфировой структурой // Криосфера Земли, 1999, т. III, №1, с. 60-68.
2. Губатенко В.П. Эффект Максвелла-Вагнера в электроразведке // Известия АН СССР, Физика Земли, 1991. №4. с. 88-98.
3. Диткин В.А., Прудников А.П. Справочник по операционному исчислению. – М.: Высшая школа, 1965 г. - 466 с.
4. Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. – М.: Геос, 1997, 162 с.
5. Ним Ю.А. Становление электромагнитного поля горизонтально-слоистой диспергирующей среды при её возбуждении горизонтальным магнитным диполем // Вестник СВФУ, т. 8, №2, Якутск, 2011. с. 58-66.
6. Эпов М.И., Миронов В.Л., Комаров С.А., Музалевский К.В. Электромагнитное зондирование флюидонасыщенного слоистого коллектора наносекундными импульсами // Геология и геофизика, - 2007. – т. 48, №12, - с. 1357-1365.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НИЗКОЧАСТОТНОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПЛАСТА КОМПЛЕКСНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ЕГО ВОЗБУЖДЕНИИ ИМПУЛЬСНЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМ ПОЛЕМ ВЕРТИКАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ДИПОЛЯ

Ним Ю.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, Якутск

При исследовании, главным образом, слабоэлектропроводных сред, особенно в пределах криолитозоны, в низкочастотном диапазоне электромагнитных волн, вплоть до 10^5 Гц или до 10^{-5} с. во временной области наблюдения поля - техниче-

ски ограниченным диапазоном измерения неустановившегося электромагнитного поля, обусловленным практической целесообразностью, наблюдается немонотонный, теоретически и технологически не учитываемый, характер переходного процесса, нередко с многократным изменением знака.

Причина такого «искажения» нормального переходного процесса электропроводного слоя, наряду с частотной дисперсией диэлектрической проницаемости, поляризацией электропроводной среды и другими т.п. факторами, является низкочастотная поляризация геологического пласта комплексной электропроводности – типичной электрофизической модели криолитозоны [1, 2].

С целью дополнения теоретического обеспечения импульсной электроразведки, особенно при исследовании слабоэлектропроводных сред рассмотрим аналитическую модель низкочастотной поляризации пласта комплексной электропроводности при его возбуждении вертикальным магнитным диполем – обычной наземной технологической схемы производства полевых работ импульсной индуктивной электроразведкой.

Согласно типа источника возбуждения и симметрии системы, вектор-потенциал A вводится соотношением $E_\varphi = \text{rot} A_z$. Здесь φ, z – цилиндрические координаты.

В математической модели в качестве поляризующейся комплексной плоскости « K^η », которая характеризуется суммой частотно зависимыми параметрами: поляризующейся продольной электропроводностью S^η и продольной диэлектрической проницаемостью $i\omega D$, так что $K^\eta = S^\eta + i\omega D$, где $S = \lim \gamma \ell$ при $\gamma \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0, S^\eta = S_0 \frac{1 + i\omega t}{1 + (1 - \eta)i\omega t}; D = \lim \varepsilon \ell$ при $\varepsilon \rightarrow \infty, \ell \rightarrow 0$; здесь ω – круговая частота, i – мнимая единица, γ – электропроводность, ε – диэлектрическая проницаемость, ℓ – мощность пласта, S^η – модернизированная поляризационная модель Коул-Коул, наиболее часто применяемая при моделировании поляризации.

Источник поля с моментом $M = M_z e^{i\omega t}$, поместим в начало цилиндрической системы координат (r, φ, z) , ориентированный по оси « z » и расположенный на расстоянии h от плоскости « K^η », так, что $h = -z$, t – время наблюдения поля.

В данной постановке электродинамической задачи полупространства, разделенные плоскостью K^η , описываются уравнением Лапласа $\nabla^2 A_z = 0$.

На границе « K^η » выполняются граничные условия вида:

$$1. A_{1z} = A_{2z}; 2. \frac{\partial A_{1z}}{\partial z} - \frac{\partial A_{2z}}{\partial z} = i\omega \mu (S^\eta + i\omega D) A_{(1,2)z},$$

где A_{1z}, A_{2z} – вертикальные компоненты вектор-потенциалов в первой, во второй средах.

Краевые условия в такой постановке имеют вид:

при $z \rightarrow 0, A_z \rightarrow \frac{i\omega\mu M_z}{4\pi r} = \bar{M}$, при $r \rightarrow \infty, A_z \rightarrow 0$,

где μ – магнитная проницаемость вакуума.

Решения уравнения Лапласа в обеих средах имеют стандартный вид:

$$\begin{aligned} A_{1z}(\omega) &= \bar{M} \int_0^\infty (e^{m|z|} + C_0 e^{-mz}) J_0(mr) dm, \\ A_{2z}(\omega) &= \bar{M} \int_0^\infty C_1 e^{mz} J_0(mr) dm \end{aligned} \quad (1)$$

где $J_0(mr)$ – функция Бесселя нулевого порядка, аргумента (mr) ; m – переменная разделения.

Выполнив краевые и граничные условия, находим:

$$C_0 = -\frac{i\omega\mu S^\eta + (i\omega)^2 D}{2m + i\omega\mu S^\eta + (i\omega)^2 D} e^{-2mh}; \quad C_1 = \frac{2m}{2m + i\omega\mu S^\eta + (i\omega)^2 \mu D}. \quad (2)$$

Подставляя S^η в (2) получим:

$$C_0 = -e^{-2mh} \frac{(i\omega)^2 \mu D(1-\eta)\tau + (i\omega)^2 (\mu S_0 \tau + \mu D) + i\omega \mu S_0}{(i\omega)^2 \mu D(1-\eta)\tau + (i\omega)^2 (\mu S_0 \tau + \mu D) + i\omega [2m(1-\eta)\tau + \mu S_0] + 2m} = -\frac{V}{W}, \quad (3)$$

где
$$W = (i\omega)^3 + (i\omega)^2 \frac{\mu S_0 \tau + \mu D}{\mu D(1-\eta)\tau} + (i\omega) \frac{2m(1-\eta)\tau + \mu S_0}{\mu D(1-\eta)\tau} + \frac{2m}{\mu D(1-\eta)\tau},$$

$$V = -e^{-2mh} \left[(i\omega)^3 + (i\omega)^2 \frac{\mu S_0 \tau + \mu D}{\mu D(1-\eta)\tau} + (i\omega) \frac{\mu S_0}{\mu D(1-\eta)\tau} \right].$$

Представим знаменатель коэффициента C_0 в каноническом виде уравнения третьей степени:

$$W = x^3 + rx^2 + vx + t = 0, \quad (4)$$

где
$$r = \frac{\mu S_0 \tau + \mu D}{\mu D(1-\eta)\tau}; \quad v = \frac{2m(1-\eta)\tau + \mu S_0}{\mu D(1-\eta)\tau}; \quad t = \frac{2m}{\mu D(1-\eta)\tau}.$$

Положив $x = y - \frac{r}{3}$ и подставив это в уравнение (4), получим, приведенное уравнение $y^3 + \rho y + g = 0$, (5)

где
$$\rho = \frac{3v - r^2}{3}, \quad g = \frac{2r^3}{27} - \frac{r\vartheta}{3} + t. \quad (6)$$

Полагая
$$R = (\operatorname{sgn} g) \sqrt{\frac{|\rho|}{3}}; \quad \operatorname{sh} \varphi = \operatorname{ch} \varphi = \frac{g}{2R^3}; \quad D^* = \left(\frac{\rho}{3}\right)^3 + \left(\frac{g}{2}\right)^2,$$

$\rho > 0, D^* > 0$, корни уравнения (5) принимает вид:

$$y_1 = -2R \operatorname{sh} \frac{\varphi}{3}; \quad y_2 = R \operatorname{sh} \frac{\varphi}{3} + i\sqrt{3}R \operatorname{ch} \frac{\varphi}{3}; \quad y_3 = R \operatorname{sh} \frac{\varphi}{3} - i\sqrt{3}R \operatorname{ch} \frac{\varphi}{3}.$$

Возвращаясь к уравнению (4), подставляя найденные корни в переменные «х», получим:

$$x_1 = -2Rsh\frac{\varphi}{3} - \frac{r}{3}; x_2 = Rsh\frac{\varphi}{3} + i\sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3} - \frac{r}{3}; x_3 = Rsh\frac{\varphi}{3} - i\sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3} - \frac{r}{3}.$$

Тогда

$$W = (p + \frac{r}{3} + 2Rsh\frac{\varphi}{3})(p + \frac{r}{3} - Rsh\frac{\varphi}{3} - i\sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3})(p + \frac{r}{3} - Rsh\frac{\varphi}{3} + i\sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3})(p + c)[(p + a)^2 - b^2]$$

где $c = 2Rsh\frac{\varphi}{3} + \frac{r}{3}; a = \frac{r}{3} - Rsh\frac{\varphi}{3}; b = \sqrt{3}Rch\frac{\varphi}{3}; p = i\omega$

Числитель V , коэффициента C_0 , представим в виде:

$$V = -e^{-2mh}(p^2 + \beta p^2 + \gamma p),$$

где $\beta = \frac{\mu S_0 \tau + \mu D}{\mu D(1 - \eta)\tau}; \gamma = \frac{\mu S_0}{\mu D(1 - \eta)\tau};$

С учетом этого, коэффициент C_0 представляется в виде табличного интеграла обратного преобразования Лапласа-Карлсона.

$$C_0 = -\frac{V}{W}e^{-2mh} = -\frac{p^2 + p^2\beta + \gamma p}{p + c[(p + a)^2 + b^2]}e^{-2mh} = \psi \quad (7)$$

Подставляя этот коэффициент в (1.1) и применяя к полученному выражению обратное преобразование Фурье-Лапласа, получим решение во временной области с учётом низкочастотной дисперсии для пласта комплексной электропроводности.

Таким образом, вектор-потенциал импульсного электромагнитного поля над поляризующимся пластом представляется в виде однократного интеграла, поддающегося численному анализу, реализованному нами для модели электропроводного поляризующегося пласта [4].

$$A_{1z}^{k\eta}(t) = -\frac{\mu M_z}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty e^{-\alpha m} \left\{ \left[1 - \frac{c^2 - \beta c + \gamma}{(a - c)^2 + b^2} \right] e^{-at} \cos bt + \right. \\ \left. + \frac{1}{b} \left[\beta - (a + c) - (a - c) \frac{c^2 - \beta c + \gamma}{(a - c)^2 + b^2} \right] e^{-at} \sin bt + \frac{c^2 - \beta c + \gamma}{(a - c)^2 + b^2} e^{-at} J_0(mr) dm \right\},$$

где $a = 2h + z$.

Опуская алгебраические преобразования, аналогичные выше рассмотренным коэффициент, определяющий электромагнитное поле в нижнем полупространстве представляется в виде:

$$C_1 = \frac{p2m(1 - \eta)\tau + 2m}{p + c[(p + a)^2 + b^2]} e^{mz} \quad (8)$$

С учетом момента возбуждения, вынося, получим:

$$A_{2z}^{k\eta}(\omega) = \frac{\mu M_z}{4\pi} \int_0^\infty e^{mz} 2m(1 - \eta)\tau \frac{p(p + a)}{p + c[(p + a)^2 + b^2]} J_0(mr) dm$$

Применяя к этому выражению обратное преобразование Фурье-Лапласа, получим решение во временной области в виде однократного интеграла.

$$A_{zz}^{k\eta}(t) = \frac{\mu M_z}{4\pi} \int_0^\infty e^{mz} 2m(1-\eta)\tau \frac{\alpha - c}{(a-c)^2 + b^2} e^{-ct} + \frac{1}{b} \sqrt{\frac{(\alpha-a)^2 + b^2}{(c-a)^2 + b^2}} e^{-at} \sin(bt + \lambda)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{1}{(1-\eta)\tau}, \quad \lambda = \arctg \frac{b}{\alpha-a} - \arctg \frac{b}{c-a}.$$

Наблюдаемые компоненты импульсного электромагнитного поля определяются соотношением:

$$E_\varphi^\infty = -\frac{\partial A_z}{\partial r}; \quad \dot{B}_z(t) = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial z^2}; \quad \dot{B}_r(t) = -\frac{\partial^2 A_z}{\partial r \partial z}.$$

Таким образом, определена аналитическая модель низкочастотной поляризации геологического пласта комплексной электропроводности при его возбуждении импульсным электромагнитным полем вертикального магнитного диполя – основной технологической схемы практического наблюдения поля.

Литература

1. Жандалинов В.М. Электрические и электромагнитные зондирования при поисках коренных месторождений алмазов. Новосибирск: «Гео», 2011, - с. 275.
2. Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. М.: Геос, 1997, - с. 162.
3. Кожевников Н.О. Быстропротекающая индукционно-вызванная поляризация в мерзлых породах // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 4. - с. 527-540.
4. Ним Ю.А., Попков П.А., Адаров Т.Д. «Индукционно-вызванная поляризация электропроводного пласта при его импульсном возбуждении вертикальным магнитным диполем // Разведка и охрана недр, 2013, № 12, - с. 39-41

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА РОССЫПИ РУЧ. БЕРЕНДЕЙ (ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКИЙ РАЙОН)

Округин А.В.¹, Ге Р.П.², Вознесенский С.Д.², Журавлев А.И.¹

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

2 – ООО «Артель старателей ТАЛ», п. Усть-Нера; a.v.okrugin@diamond.ysn.ru*

Россыпь руч. Берендей находится на Чалбынской площади Иньяли-Дебинской золотоносной зоны, где развиты терригенные отложения триаса и юры, прорванные гранитоидными интрузивами и дайками (рис. 1). Здесь поисково-съемочными работами уже в 1945-50 г.г. были выявлены золото-рудные и многие россыпные проявления, приуроченные к субмеридиональным окварцованным дайкам кислого и среднего составов, а также субширотным зонам дробления. Связь продуктивных россыпных месторождений с определенными коренными источниками не всегда однозначна, что требует более детальных минералогических исследований.

Золото в россыпи руч. Берендей находится в виде чешуйчатых, пластинчатых, уплощенных и комковатых зерен, часто встречаются интерстициальные и цементационные выделения субрудной формы, реже – ветвистые дендритовидные обособления, а также кристаллики кубо-октаэдрической формы. Если в приустьевой части ручья преобладают мелкие (менее 1-2 мм) окатанные зерна, то вверх по течению в россыпи увеличивается доля золотин субрудного облика. Золото здесь, в основном, представлено средним и крупным классом размерности от 1-2 до 5-8 мм, иногда попадаются мелкие самородки размером 1-2 см и весом более 1 г. Цвет металла изменяется от ярко-желтого для окатанных золотин до грязно-желтовато-серого с синева-то-бурым налетом для зерен субрудной формы.

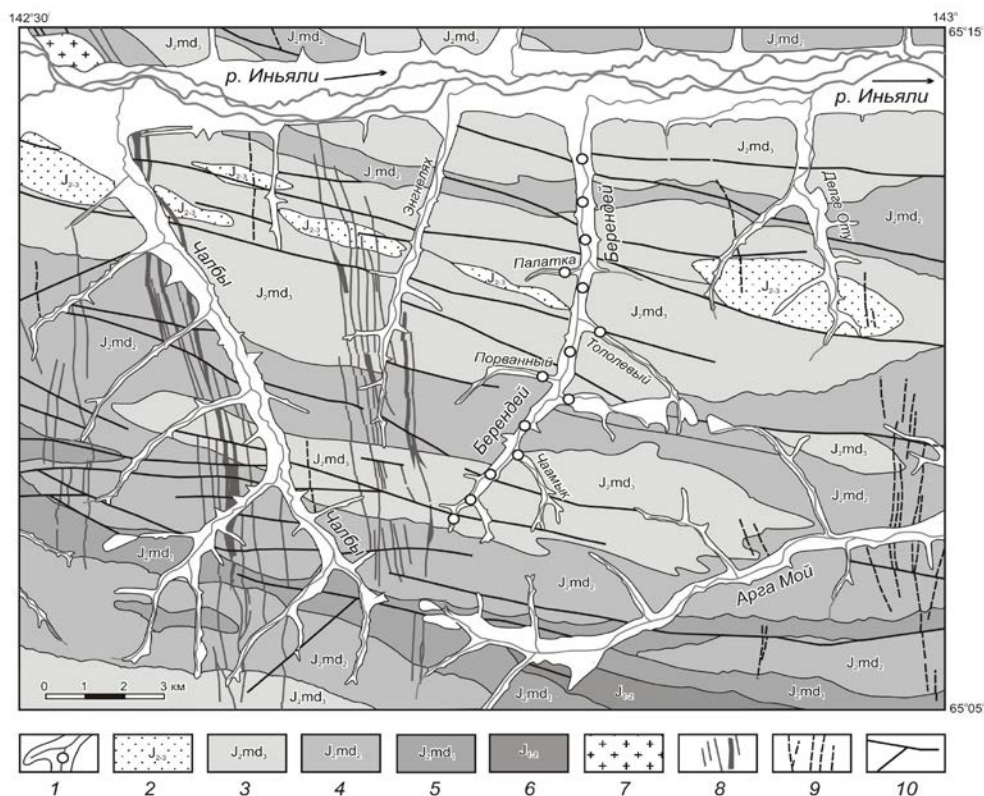


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района россыпи руч. Берендей
 1- аллювиальные отложения Q, кружочками показаны места отбора проб из россыпи руч. Берендей; 2 – песчаники, алевролиты, олистостромовые глыбы, брекчии костерской свиты J_{2-3} ; 3-5 – песчаники и алевролиты с линзами брекчий, олистостромовые глыбы подсвит Мередуйской свиты J_2 ; 6 – алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников аренской свиты J_{1-2} ; 7 – интрузив и 8 – дайки гранитов и гранодиоритов колымского комплекса K_1 ; 9 – дайки диоритовых порфиров Нера-Бохапчинского комплекса J_3 ; 10 – разрывные нарушения.

Микрозондовые определения 145 зерен золота из проб по 11 разведочным линиям по всей длине россыпи показали, что в нижнем течении руч. Берендей металл представлен преимущественно среднепробным (830-860‰) золотом, а в верховьях ручья его пробность понижается от 816 до 740‰ в среднем по линиям (рис. 2). Аналогичная картина пробности золота руч. Берендей приводится в работе А.И. Скрябина [2].

При исследовании на сканирующем микроскопе JSM-6480LV в самородном золоте установлены мономинеральные или полиминеральные включения и сростки размером до 0,5 мм, состоящие в основном из кварца, альбита, ортоклаза, мусковита, хлорита, гетита, сидерита, кальцита, сульфатов Fe, реже отмечаются пирит, ильменит, рутил, биотит, андалузит, сфен, апатит, циркон, ортит, монацит, роценит и горсейксит. В шлиховых пробах наряду с золотом встречаются арсенопирит, пирит, шеелит, ильменит, рутил, гранаты, цирконы, апатиты и др.

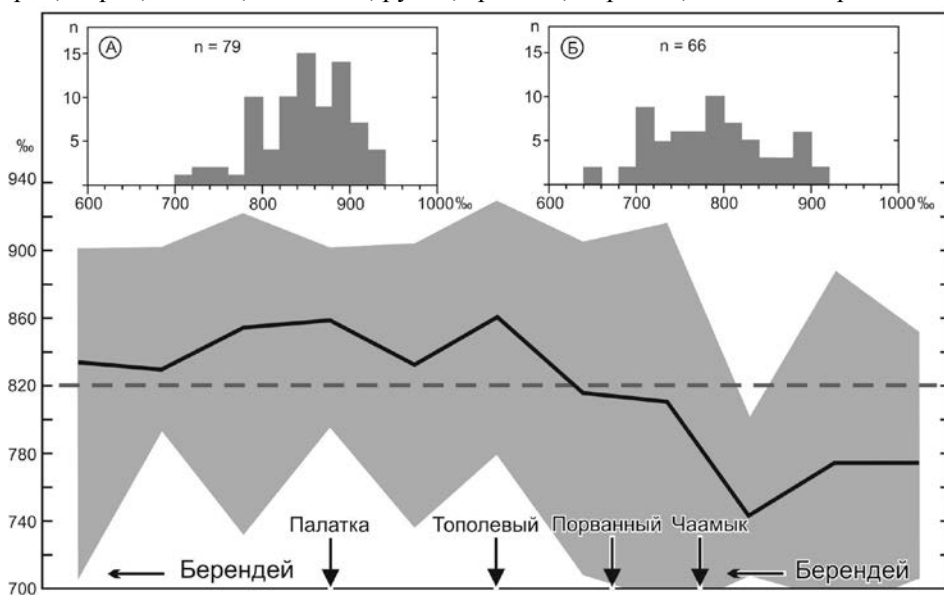


Рис. 2. Изменение пробности золота вдоль россыпи руч. Берендей.

Черная сплошная линия – средняя пробность золота, серая область – пределы колебания, серая пунктирная линия – средняя пробность золота по всей россыпи ($n = 145$). А – гистограмма пробности золота в россыпи из нижнего течения, Б – верхнего течения руч. Берендей.

Состав минералов-включений и сростков с золотом, похожих на минералы из гранитоидов Верхне-Инди́гирского района может рассматриваться для доказательства генетической связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом. Алевропелитовая структура материала полиминеральных включений и сростков в золоте, состоящих из хлорит-слюдисто-карбонатно-гидрооксидной железистой

основной массы, в которой содержатся зерна кварца, альбита, КППШ, биотита и др. могут трактоваться как остатки от вмещающих осадочных алевролит-аргиллитовых пород, в которых развивается золотое оруденение. Это подтверждается обнаружением во внутренней части крупной золотины включения угловатой формы с прямолинейными краями похожего на обломок вмещающей породы.

Характерно практическое отсутствие сульфидов в качестве включений или сростков с золотом, кроме единичных находок мелких реликтов пирита в псевдоморфозах гетита. Наличие в золотинах дисперсных хлорит-слюдистых и железо-сульфатно-карбонатно-гидрооксидных минеральных ассоциаций, содержащих в своем составе редкие минералы свинца, сурьмы, серебра, мышьяка и др. указывают на широкое развитие пострудных преобразований. Такая минеральная ассоциация золота может размещаться в протяженных зонах дробления сопровождающихся железисто-гидрооксидным наполнением, несущим в себе кроме золота и небольшое количество других рудных элементов таких как свинец, вольфрам и др. Данная ассоциация формируется, по-видимому, из растворов бедных кремнеземом, что не дает массового выпадения кварцевого материала, столь привычного для оруденения золото-кварцевой формации.

Изменения пробности золота, также как его типоминералогических ассоциаций в пределах как самой россыпи руч. Берендей, так и россыпей соседних водотоков, вероятно, определяются вертикальной и латеральной зональностью в золоторудных месторождениях, парагенетически связанных с гранитоидными plutонами Верхне-Индигирского района [1, 2]. Согласно разработанной В.С. Шкодзинским [3] количественной модели поведения летучих и рудных компонентов при кристаллизации кислых магм геохимическая специализация и продуктивность гидротерм закономерно изменяется в зависимости от глубины отделения флюидов от кристаллизующегося гранитного расплава, а также размеров и формы магматического тела. Дальнейшие исследования могут привести к разработке дополнительных минералогических критериев выявления нетипичных в данном районе источников золота.

Литература:

1. Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука. 1971. 139 с.
2. Скрыбин А.И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). Якутск. 2010. 256 с.
3. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских пород Восточной Якутии. Новосибирск. Наука. 1992. 238 с.

ПРОБЛЕМЫ ПРИВЛЕЧЕНИЯ ШКОЛЬНИКОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФЕССИИ

Павлов А.Г., Филиппов В.Р.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Экономика республики Саха (Якутия) развивается в основном за счет прибыли горнодобывающей промышленности. 98% алмазов, пятая часть золота, значительные объемы каменного угля, нефти, газа, фактически 100% сурьмы от общего объема федеральной добычи приходится на Якутию. Образование, медицина, социальная сфера всецело зависят от деятельности горно-геологической отрасли экономики нашей республики. Такая ситуация в регионе с особыми климатическими условиями, несмотря на интенсивный поиск и развитие других источников наполнения бюджета, сохранится надолго. Это означает, что в республике всегда будут остро необходимы специалисты горно-геологического профиля. Следовательно, в такую жизненно важную отрасль жизни страны должны втянуться «сливки» нашего общества, т.е. самая лучшая, работоспособная, одаренная часть молодежи.

В настоящее время, в горнодобывающей промышленности и в осуществлении мегапроектов работают в основном только приезжие, тогда как среди местного населения неудержимо растет безработица. Коренное население, с испокон веков привыкшее к сельскохозяйственной деятельности не тянется к тяжелой индустрии. В сложившейся ситуации, если Ил Дархан, правительство, депутатский корпус болеют душой за свой народ и хотят, чтобы он выжил в условиях жесточайшей конкуренции не только в сфере производства, но и между нациями, должны были давно проводить дальновидную благородную политику для освоения республиканской тяжелой промышленности своим местным населением. Если не будет проведена более энергичная целенаправленная работа, то нам не избежать повторения горькой социальной истории, которую переживают коренные народы штата Аляски США.

Какие проблемы мешают профориентации молодежи в сегодняшних условиях экономики республики:

1. Населению, раньше занимавшемуся традиционной отраслью экономики (скотоводством, охотой, рыболовством) трудно переориентироваться на тяжелую промышленность. Большая часть коренного населения живет далеко от разрабатываемых месторождений полезных ископаемых. У них нет представления о процессах поисков и добычи полезных ископаемых. Нет ни художественной литературы, ни художественных фильмов, где увлекательно, интересно демонстрировалась бы профессиональная деятельность людей, работающих в горно-геологической отрасли. Единицы профориентационных лекций, проводимых пре-

подавателями ВУЗов, играют мизерную роль в выборе профессий среди «мало ориентированной» молодежи;

2. Школа не учитывает экономику региона, учит по стандарту. В итоге, из школы, после долгих одиннадцати лет учебы, выпускается человек, не имеющий не только рабочей специальности, но и толком не знающий о профессиях в самой важной отрасли промышленности в стране, где он живет. К сожалению, наша школа не учит, как можно выжить в условиях рыночной экономики;

3. Депутатская дума, правительство, министерство образования, Ил Дархан не понимают сложившуюся социальную проблему, не прорабатываются стратегические планы в социальной политике, для привлечения самой передовой молодежи республики к работе в тяжелой индустрии.

В такой неопределенности государственной политики по профориентации выпускника школы, основным профориентатором выступает родитель, также, зачастую, не имеющий представления о профессиях в тяжелой индустрии и плохо ориентирующийся в рыночной экономике региона и страны. Он может и способен агитировать своего ребенка поступить только на факультеты и институты гуманитарного направления. В результате такой деятельности нашего общества, во многие институты технического направления, в том числе горный институт, геологоразведочный факультет СВФУ поступает не самая образованная часть молодежи.

Выход из такой негативной ситуации возможен, если руководство нашей республики примет следующие меры:

1. Для того чтобы привлечь местное население к сфере тяжелой индустрии, необходимо ввести существенное изменение в программе школьного обучения. У детей, используя современные достижения педагогической, медицинской, психологической наук, можно определить, к чему он будет склонен в жизни. Их можно ориентировать, введя в программу дополнительные занятия по определенным направлениям, и, обязательно, создать условия для прохождения ими летней производственной практики. Давно пора понять, что школа должна подготовить человека, хорошо ориентирующегося в профессиях в условиях рыночной экономики;

2. Поднять престиж инженеров, увеличением заработной платы;

3. Госдуме создать приоритетные условия для работы местных специалистов в мегапроектах по развитию горнодобывающей промышленности.

При претворении этих мер в жизнь, во-первых, возможно, сократится количество безработных. Во-вторых, местное население, работающее на своей земле, будет более бережно относиться к родной природе. В-третьих, люди, получающие высокие зарплаты, станут не только сами богатыми, но и умножат богатства нашего общества.

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НА УЧАСТКЕ САМОИЗЛИВАЮЩИХСЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Павлова Н.А., Семерня А.А., Иванова Л.Д.

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

В центральных районах Якутии распространены весьма ценные для лечебного применения подземные сульфидные воды, принадлежащие Приленской зоне минеральных вод. Эта зона, охватывающая левобережье и правобережье р. Лены, была выделена и закартирована геологами ПГО «Якутскгеология» при проведении комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки в 1980-1985 гг. К настоящему времени оценены запасы минеральных подземных вод на месторождении «Ленские зори», расположенном на левобережье р. Лены. В данной работе на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов охарактеризовано распространение подземных минеральных сульфидных вод на правобережье р. Лены и представлены результаты гидрогеохимических исследований, полученные сотрудниками лаборатории подземных вод Института мерзлотоведения СО РАН в период 2006-2014 гг. на участке фонтанирующей скважины, вскрывшей минеральные воды.

Таблица

Приленская зона подмерзлотных минеральных вод Центральной Якутии
(правобережье р. Лены)

№ п/п	Местоположение и номер скважины	Геологический возраст	Интервал залегания водоносного горизонта	Установившийся уровень	Минерализация и химический состав подмерзлотных вод	Газовый и микрокомпонентный состав
1	Качикатцы (скв. 56)	Є ₁ l	285,0-325,0	+22,1	1,2; хлоридно-гидрокарбонатный	H ₂ S, F, J, Br
		Є ₁ a	328,0-400,0	+48,8	0,9; хлоридно-гидрокарбонатный	
2	Кердем (скв. 52)	Є ₂ m	268,0-315,0	+55,0	2,8; хлоридный	H ₂ S
4	Улахан-Тарын (скв. 34)	Є ₁ l	422,0-503,0	+2,98	3,9; гидрокарбонатно-хлоридный	H ₂ S, F, Li, Br
6	Хаптагай (скв. 21)	Є ₂ am+m	320,0-380,0	+11,0	1,5; гидрокарбонатно-сульфатный	H ₂ S, F, Br
		Є ₁ l	388,6-393,7	+9,7	2,2; сульфатно-гидрокарбонатный	H ₂ S, F, Br, J

В пределах рассматриваемой территории минеральные сульфидные подмерзлотные воды приурочены к трещиноватым закарстованным известнякам и доломитам среднего и нижнего кембрия. Площадь зоны распространения минеральных вод охватывает территорию от устья р. Буотама до устья р. Менда и тяготеет к узлу пересечения двух крупных разломов – Якутскому и Усть-Ботомскому. Не

исключено, что эти разломы нарушают сплошность регионального потока подземных вод, берущего начало со стороны Алданской антеклизы, и являются одним из важных факторов локализации минеральных вод. Другими факторами могут рассматриваться смена фациальной обстановки осадконакопления и специфические мерзлотно-гидрогеологические условия, проявляющиеся в нарастании мощности криогенного водоупора, перекрывающего подмерзлотные артезианские воды, и наличие под р. Леной сквозного талика [2]. По-видимому, все перечисленное в совокупности приводит к перераспределению напоров в подмерзлотных водоносных горизонтах Центральной Якутии и формированию особой гидрохимической зоны на описываемой территории.

На правобережье р. Лены в районе поселков Качикатцы и Кердем подземные минеральные воды по химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,2–2,8 г/л, повышенным содержанием фтора и присутствием сероводорода до 25 мг/л³ (табл.). В северном направлении по мере увеличения мощностей осадочного чехла и многолетнемерзлых пород, состав подмерзлотных вод преобразуется до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого, минерализация воды в условиях затрудненного водообмена увеличивается до 4 г/л, а содержание сероводорода в ней возрастает до 230 мг/л. В пос. Хаптагай подмерзлотные минеральные воды имеют гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав, минерализацию до 2,2 г/л, содержат сероводород в количестве 13–29 мг/л.

Несмотря на достаточный потенциал, рассматриваемые минеральные воды не только не используются, но и отношение к ним весьма небрежное. Примером является разведочная скважина № 34, расположенная в 50 м от бровки бестяхской террасы по левому борту руч. Улахан-Тарын. При ее бурении в 1982 г. геологами ПГО «Якутскгеология» были вскрыты два водоносных горизонта. Межмерзлотный водоносный горизонт был пройден в интервале 28–86 м в четвертичных песчаных и песчано-гравийных отложениях. Подземные воды имели минерализацию 0,3 г/л, гидрокарбонатный смешанный по катионам состав. Уровень их установился на глубине 1,5 м. Второй водоносный горизонт (подмерзлотный) вскрыт в интервале 422–502 м и приурочен к доломитам нижнего кембрия. Подземные воды этого горизонта обладали минерализацией 3,9 г/л, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом и содержали сероводород в количестве 230 мг/л. Их пьезометрический уровень установился на 3 м выше поверхности земли. Дебит самоизлива составлял около 80 м³/сут. В настоящее время скважина фонтанирует с июля по январь с дебитом около 15 м³/сут. Излив воды происходит из многочисленных отверстий корродированной обсадной трубы. В феврале в верхней части ствола скважины образуется ледяная пробка, оттаивающая, как правило, к середине июля. Здесь следует отметить, что в суровых климатических условиях Якутии после бурения гидрогеологической скважины, если она не была запущена в эксплуатацию, вода в ней быстро замерзает, т.е. происходит самоликвидация горной выработки. Со скважиной №34 этого не произошло, чему способствовали

особенности мерзлотно-гидрогеологические строения разреза – наличие в четвертичных отложениях напорного водоносного горизонта мощностью 58 м и высокая температура ($-0,2^{\circ}\text{C}$) перекрывающих его многолетнемерзлых пород [3]. Возможно, определенную предохраняющую роль от замерзания воды сыграла и высокая ее газонасыщенность.

По гидрохимическим данным в период 2006-2014 гг. минерализация изливающихся подземных вод составляла 3,2–4,3 мг/л. Колебания ее величины, по-видимому, связаны со смешением подмерзлотных вод с межмерзлотными и таянием ледяной пробки в стволе скважины. Тем не менее, в составе водных проб среди анионов стабильно преобладали хлор-ион (55–58%) и гидрокарбонат-ион (24–28%), среди катионов превалировал натрий (73–80%). Микрокомпонентный состав воды весьма консервативен, но концентрации обнаруженных химических элементов значительны (Li 1,9-2,2 мг/л, F 3,8-4,1 мг/л, Sr 6,6-7,7 мг/л, Br 10-12 мг/л, Ge 5 мг/л, As 10 мг/л, присутствуют Zr 0,4 мкг/л, Sb 1,3 мкг/л, W до 0,7-0,6 мкг/л и Au 0,6-0,7 мкг/л). Содержание редкоземельных элементов ниже порога обнаружения, их накоплению не способствуют щелочной характер воды (pH 7,8–8,5) и восстановительная среда (Eh –150...–180 mv).

Для оценки влияния инфильтрации изливающейся воды на ионно-солевой состав пород сезонноталого слоя, в 2014 г. вблизи скважины и в 1 км от нее из шурфов был проведен отбор проб песка до глубины 2,1 м с интервалом опробования 0,3 м. В водной вытяжке грунтов кроме макроэлементов определялись содержания Li, F и Sr. Было установлено, что рядом со скважиной в рыхлых отложениях содержание легкорастворимых веществ на один-два порядка выше по сравнению с фоновым. Значительные концентрации фтора, близкие к его содержанию в подмерзлотных водах, отмечены в приповерхностных слоях и на подошве сезонноталого слоя. В распределении лития отмечается снижение его содержаний с глубиной, а стронций накапливается лишь в верхнем 30-тисантиметровом слое.

Таким образом, анализ полученных данных показывает, что химический состав подмерзлотных вод нижнекембрийского водоносного горизонта в течение 30 лет оставался стабильным. Неконтролируемый самоизлив воды привел к изменению геохимического фона вокруг скважины. Рассматриваемый участок не является исключением, на территории Якутии имеется ряд заброшенных фонтанирующих скважин, вскрывших в том числе и минеральные воды. Поэтому в целях сохранения гидроминеральных ресурсов и окружающей среды вопрос консервации горных выработок должен решаться своевременно и находиться под постоянным контролем.

Литература:

1. Анисимова Н.П., Павлова Н.А. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014 – 189 с.

2. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М., Шепелев В.В., Ломовцева Н.С., Скутин В.И. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2003 – 137 с.

3. Семерня А.А. Оценка геотермических условий многолетнемерзлых пород в области развития межмерзлотных водоносных горизонтов на Бестяхской террасе / Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России». – Якутск: издательский дом СВФУ, 2014. – С. 423-427.

ИССЛЕДОВАНИЕ АГРЕГАТОВ ЯКУТИТОВ ИЗ РОССЫПЕЙ АНАБАРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА МЕТОДОМ ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ (EBSD)

Павлушин А.Д. Угапьева С.С.

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

a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru

Объектом настоящего исследования являются «якутиты» – агрегаты алмаза XI разновидности по Ю.Л. Орлову предположительно импактного генезиса отобранные из аллювиальных отложений Анабарского алмазоносного района (ОАО «Алмазы Анабара»). Происхождение якутитов связывают с их предполагаемым удаленным источником – импактными породами Попигайской кольцевой структуры. Однако до сих пор остается спорным как механизм их образования, так и четкая генетическая связь якутитов с подобными агрегатами алмаза из зювитов и тагамитов Попигайской астроблемы [4, 5]. Кроме того, среди представительного количества образцов (более 200) в исследованной нами коллекции отсутствуют массивные полупрозрачные и прозрачные агрегаты характерные для якутитов из россыпей Эбеяха, что говорит в пользу выводов о их различном источнике. Традиционно часть исследователей связывает образование импактных алмазов с гигантским взрывом, вызванным падением космического тела. И все же, ряд фактов позволяет их считать продуктами взрывов эндогенного происхождения инициированных поднятием глубинных углеводородных флюидов [1].

Среди образцов якутитов отмечено широкое разнообразие форм, проявленное главным образом во внешней морфологии [6]. Агрегаты алмаза, имеют размерность от 2 мм до 13 мм в поперечнике при весе от 0,1 до 4,01 карат при среднем весе 0,4-0,6 карат. Большинство представлено массивно-зернистыми, мелкоплитчатыми и реже, параллельно-шестоватыми агрегатами. Их размеры, очертания поверхности естественных сколов позволяют предположить, что в большинстве случаев они являются фрагментами более крупных агрегатов алмаза, значительно превышающих по размерам обнаруженные их реликты.

Их объединяющим признаком является волокнистое строение. При наблюдении в электронном микроскопе на свежих сколах и в естественных пустотах ясно прослеживается их волокнистое микро-фибрилярное строение. Плотные и пористые массы с волнистым строением поверхности состоят из вытянутых по одной оси субпараллельных микрокристаллических волокон. Принято считать, что фибрилльный рост алмаза реализуется в неравновесных условиях высоких пере-сыщений кристаллообразующей среды углеродом и происходил с высокой скоростью (Sunagava, 1982) По аналогии с продуктами псевдоморфизации монокристаллов, по признакам внешней морфологии и пористому строению якутиты можно отнести к гранно-габитусным периморфозам. Согласно концепции полиминерального кристаллогенезиса [2] такие формы прогнозируются как продукты монокристаллического изоморфного замещения с дефицитом объема новообразованной фазы по химическим компонентам, что полностью соответствует преобразованию структурной модификации углерода – графита в алмаз. Поскольку в случае с якутитам модификации углерода графит-алмаз-лондейлит, вероятно, являются продуктами твердофазового превращения, они должны быть представлены сходными по форме и строению новообразованиями, например, как в хорошо известном случае, с природными и синтетическими параморфозами графита по алмазу.

В ранее проведенном исследовании якутитов методом рентгеноструктурного анализа [6], мы присоединились к выводу Л.И. Горогоцкой и др. [3], что кристаллиты лонсдейлита находятся в закономерной ориентировке относительно кристаллитов алмаза в агрегате. Особенность полученных дифракционных картин заключается в изменении интенсивности линий лонсдейлита, что указывает на преимущественное распределение его кристаллитов в интерстициях вдоль микрофибр алмаза в агрегате. Установлено, что плоскость $(10\bar{1}0)$ структуры лонсдейлита параллельна плоскости (111) алмаза. Таким образом, ось удлинения субиндивидов алмаза совпадает с направлением $[110]$ его структуры и, соответственно, параллельна направлению $[0001]$ лонсдейлита. Отличие рентгенограмм, указывает на то, что исследованные образцы «якутитов» в большинстве случаев являются поликристаллическими неоднородными агрегатами. Изменения интенсивности линий гексагональной модификации углерода и текстурированности кристаллитов выраженной в закономерном распределении лауэпятен на рентгенограммах в зависимости от морфологической ориентировки алмаза относительно первичного пучка свидетельствует об их различной концентрации и упорядоченном расположении в объеме поликристаллического агрегата.

Для заверки данных рентгеноструктурного анализа и использован метод дифракции отраженных электронов (Electron Backscatter Diffraction – EBSD) – метод сканирующей электронной микроскопии, основанный на микроструктурном кристаллографическом изучении статистической кристаллографической ориентации индивидов в агрегатах. Его применение позволяет получить общую картину ори-

ентации кристаллов в субмикронном разрешении и провести определение фаз и индексирование кристаллографических направлений в любой системе, что является эффективным методом для микроструктурных исследований.

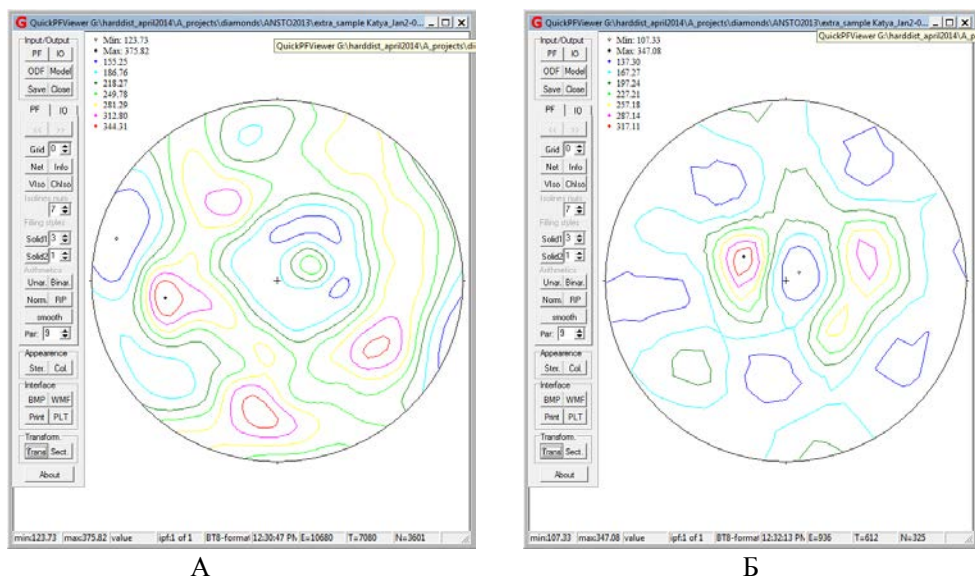


Рис. Полярные диаграммы рефлексов кристаллитов по результатам EBSD
 А) Положение (110) алмаза относительно (110) лонсдейлита;
 Б) Положение (111) алмаза относительно (001) лонсдейлита.

Для данного исследования отобран изученный рентгеновским методом представительный образец якутита [6] – параллельно-шестоватый агрегат в виде полированной пластины ориентированной плоскостью среза перпендикулярно удлинению субиндивидов. Данные анализа методом EBSD получены на сканирующем электронном микроскопе «Zeiss Ivo» с пространственным разрешением 1 микрон в Университете Маквайра (г. Сидней, Австралия, аналитик С. Пьяцоло). Условия проведения: съемка в вакууме, напряжение – 20 кВ, расстояние до объекта – 10 мм, наклон образца 70°, напыление углеродом. Изображения получены с шагом перемещения электронного луча 1 микрон. Картины дифракции отраженных электронов алмаза EBSD проиндексированы путем сравнения полученных 11 рефлексов интенсивностей с такими же теоретическими стандартизированными рефлексами с помощью программного обеспечения AZTEC, Oxford Ins. Результаты представлены в виде полярных стереографических проекций и цветных карт. Кристаллографические соотношения дезориентации между зернами отображаются на картах через 5° и 10° границами изолиний. Так на полученной диаграмме (Рис. А) совпадают плоскости (110) алмаза и (110) лонсдейлита показывая значительную предпочтительную ориентацию с двумя полукругами и четырьмя слабыми максимумами. На второй диаграмме (рис. Б) мы видим ярко выраженную пре-

имущественную кристаллографическую ориентацию (111) алмаза относительно (001) лонсдейлита с двумя максимумами.

Закономерная ориентировка кристаллитов алмаза и лонсдейлита, и хорошо выраженная текстурированность агрегатов якутитов показывает, что они являются ориентированными параморфозами алмаза и лонсдейлита предположительно по графиту. Доказанное современным прецизионным методом исследования наличие фаз лонсдейлита подтверждает импактное происхождение исследованного образца.

Литература:

1. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Ф. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М. Недра, 1985.
2. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. СПб. Нева, 2004.
3. Горогоцкая Л.И., Квасница В.Н., Надеждина Е.Д. Ориентация соотношения графит-лонсдейлит-алмаз при природных превращениях в ударных волнах // Минералогический журнал. 1989. 11, №1. С. 26-33.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
5. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. – СПб., 1998.
6. Угапьева С.С., Заякина Н.В., Павлушин А.Д., Олейников О.Б. Результаты комплексного минералогического исследования якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района // Отечественная геология, 2010. №5. С. 37-44.

СВОДНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Палымский Б.Ф., Горячев Н.А.
СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан

Магаданская область характеризуется высокой степенью геологического изучения во всех масштабах. Парадоксально, при этом, что сводная мелкомасштабная геологическая карта, как основа стратегического планирования геологоразведочных работ в минерально-ресурсном регионе, отсутствует. В связи с этим в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте составлена сводная Геологическая карта Магаданской области [2, 3]. В процессе ее создания использованы некоторые методологические принципы, не применявшиеся ранее. Введено понятие о *структурном ярусе (ярусе районирования)*, который рассматривается как «совокупность осадочных, магматических и метаморфических тел, отделенная от других ярусов крупными структурными или стратиграфическими несогласиями и обладающая единым структурным планом» [8, 10]. Выделены

дорифейский, рифейский, раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннеюрский, среднеюрский-раннемеловой, меловой и палеоген-четвертичный ярусы, по которым сконструирована легенда к геологической карте и объяснительная записка. Как нижняя, так и верхняя границы «ярусов» могут быть скользящими. С учетом структурной неоднородности региона выделено четыре относительно самостоятельных структурных блока, включающие подчиненные структурно-формационные зоны – Яно-Колымский (Аян-Юряхская и Иньяли-Дебинская зоны), Приколымо-Омулевский (Омулевская и Приколымская зоны), Омолонский (Кедонская, Намындыкано-Березовская и Гижигинская зоны), и Приохотский (Вилигинская, Центрально-Тайгоноская, Южно-Тайгоноская и Чайбухинская зоны). Эти блоки и зоны сопоставимы с Куларо-Нерским террейном (Яно-Колымский), Приколымским и Омулевским террейнами (Приколымо-Омулевский), Омолонским кратонным террейном с его погруженным обрамлением, Вилигинским и Кони-Тайгоносским террейнами (Приохотский), которые входят в состав Яно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов [1].

Генерализация многочисленных осадочных свит, вулканических и интрузивных комплексов, метаморфических толщ, выделенных при средне- и крупномасштабном картировании территории, проводилась на основе принципов [4, 5, 9, 10], которые прошли апробацию на НРС Минприроды. Основная суть заключается в принятии на предлагаемой карте в качестве главных картографируемых единиц таких таксонов как осадочные, вулканические, плутонические, метаморфические серии и подсерии, вошедшие в легенду Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000 под названием «группы» и «подгруппы». **Осадочная серия** - предусмотрена Стратиграфическим кодексом [7]. В нашем понимании, не противоречащем кодексу, «серия» представляет собой латеральную совокупность нескольких вертикальных последовательностей свит и толщ. Серии большой мощности разделены на подсерии, отражающие отдельные стадии седиментационного цикла. Обычно нижняя подсерия соответствует стадии углубления бассейна (трансгрессивная часть цикла), верхняя - стадии обмеления бассейна (регрессивная часть цикла). Под **вулканической серией** понимается конкретная вертикальная и латеральная последовательность вулканических комплексов, тесно связанных между собой сходством вещественного состава вулканитов и близкой направленностью его изменения. Термин «вулканическая серия» объединяет два понятия – «серия» как подразделение местной стратиграфической шкалы, и «вулканическая», отражающая эндогенный источник материала. Главный критерий выделения вулканических серий – определенная направленность изменения вещественного состава вулканитов при сохранении родственности петрохимических характеристик. По такому же принципу выделены **плутонические серии**. В терминологии [6] этому в определенной степени соответствует фациально-временной ряд близких по возрасту и связанных единством структурного положения комплексов плутонических и гипабиссальных малых интрузивов, показанных на листах Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Поня-

тие «плутоническая серия» подразумевает возможность объединения и временных и латеральных рядов родственных по составу и близких по возрасту магматических комплексов. Мы вынуждены были отказаться от понятия «интрузивная серия», поскольку в опубликованной литературе имеет иное смысловое значение. По рангу плутоническая серия соответствует «сериям», выделяемым для осадочных и вулканических образований. В представленном варианте карты **метаморфические серии** типичные для докембрия не выделены из-за небольших размеров выходов, поэтому показаны нерасчлененные метаморфические образования нижнего докембрия, хотя краткое описание серий дано в объяснительной записке.

Предложенные принципы позволили целенаправленно, не отвлекаясь на мелкие детали, отобразить основные черты геологического строения территории. Каждый из выделенных крупных блоков характеризуется своим типом стратиграфического разреза, своими особенностями магматизма и метаморфизма. Сравнительный анализ разнородных блоков и формирующих их структурно-формационных зон позволил уточнить тектонику и историю развития региона; четкое выражение получили чрезвычайно характерные элементы геологического строения – вулканические пояса: Хакдонский (R), Кедонский (PZ₂), Уяндина-Ясачненский (J₃), Удско-Мургальский (K₁), Охотско-Чукотский (K₂), Анадырско-Бристольский (N) и плутонические пояса: Колымский (J₃), Тенькинский (J₃-K₁), Кони-Тайгоносский (K₁), Охотский (K₂), Эвенский (K₂) и Янский (K₂), сыгравшие огромную роль не только в становлении и развитии геологической структуры региона, но и во многом определившие его металлогенический потенциал.

Карта построена с использованием современных информационных технологий, сопровождается необходимой базой данных. Бесспорно, остаются дискуссионные проблемы и нерешенные вопросы, касающиеся стратиграфической и возрастной корреляции выделенных подразделений, времени внедрения плутонических серий и некоторые другие, которые могут быть уточнены при получении новых фактических данных. Авторы надеются, что представленная карта и объяснительная записка к ней послужат полноценной основой для всех дальнейших геологических, тектонических, металлогенических построений, а также для различных историко-геологических и геодинамических реконструкций.

Литература:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1, 572 с.
2. Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Голубенко И.С., Лямин С.М. Сводная геологическая карта Магаданской области и принципы ее составления // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (Мат. Всерос. Конф с международным участием). Владивосток: ДВО РАН, 2011. С. 71-74
3. Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Голубенко И.С., Сводная среднемасштабная геологическая карта Магаданской области (масштаб 1:1000000) // Материалы Всероссийской конференции (с международным участием) «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и место-

рождений», посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.А. Шило. Москва: ИГЕМ РАН, 2013. С. 97.

4. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Масштабы геокартирования и размерность геологических тел //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.14-16

5. Палымский Б.Ф., Шпикерман В.И. Магматические формации и картографируемые магматические тела //Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тезисы докл. Всероссийского совещания, Новосибирск, 16-19 апреля 2003 г.). Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 251-252

6. Петрографический кодекс (третье издание). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

7. Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ (Межвед. стратигр. ком.), 1992. 120 с.

8. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф. Многоярусное строение южной части Яно-Колымской складчатой системы как основа тектонического районирования // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии (Мат. Совещания, т. 1). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 134-136

9. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф. Принципы выделения вулканических серий на Государственной геологической карте масштаба 1:1000000 третьего поколения //Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии (материалы IV-го регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 4-6 апреля 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.61-64

10. Шпикерман В.И., Палымский Б.Ф., Петухов В.В., Алевская Н.Л. Принципы генерализации при расчленении осадочных, магматических и метаморфических образований в легенде к южной части Верхояно-Колымской серии листов //Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С.104-108

НОВЫЙ ТИП ПЛАТИНОИДОНОСНОЙ СУЛЬФИДНОВКРАПЛЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АНОРТОЗИТАХ ГЕРАНСКОГО МАССИВА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Парада С.Г.

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

В пределах Геранского анортозитового массива (хребет Джугджур) комплексом геологических, геохимических и геофизических методов выявлены ореолы сульфидизации шириной от 10 до 100 м. Они отмечаются на значительной площади и объединяются в зону северо-западного простиранья. По результатам

штуфного опробования сульфидизированные породы содержат в повышенных количествах: медь 0,1-3,4%; никель - 0,1-0,74%; кобальт - до 0,17%; платину - 0,1-2,1 г/т; палладий - 0,2-5,8 г/т, осмий - до 0,85 г/т, иридий - до 0,48 г/т; золото - до 1,8 г/т. Форма выделения сульфидов вкрапленная, гнездовая, прожилковая. Местами обнаруживаются небольшие линзы массивных руд и шлироподобные выделения густовкрапленных руд. В пределах участков сульфидизации отмечаются вторичные нерудные минералы, в том числе хлорит, эпидот, карбонат, прожилки кварца. Содержание сульфидов в зоне от единичных зерен до 1-2%, а в отдельных участках достигает 5%.

Главным рудным минералом является пирротин, что магнитные свойства которого дают возможность дистанционного поиска руд [1]. Он выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза, образуя вкрапленники, форма которых определяется конфигурацией межзерновых промежутков. В меньших количествах распространены халькопирит и пентландит. Все три минерала образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию.

Проведенное нами микроскопическое изучение руд позволило установить, что перечисленные минералы представляют собой продукты распада твердых растворов. Для пирротина характерны полисинтетические двойники. Пентландит развивается по периферии зерен пирротина и по трещинкам в нем в форме пламевидных выделений. Такие выделения отмечаются везде, где есть хотя бы малейшие дефекты в пирротине. Халькопирит развит в пирротине в форме сильно вытянутых прямоугольников с ровными четкими границами. В скрещенных николях в нем наблюдаются полисинтетические двойники и блоковое строение, свидетельствующее о наложенных деформациях. Все это в совокупности свидетельствует о распаде твердого раствора в условиях тектонических деформаций. В некоторых случаях отмечается повсеместное избирательное метасоматическое замещение пирротином железистого силиката. Возможно, что в этом случае пирротин представлен поздней генерацией и имеет метасоматическое происхождение. В данной ассоциации устанавливается следующая последовательность выделения минералов: пирротин – халькопирит – пентландит.

Более поздняя ассоциация сульфидов представлена сфалеритом, халькопиритом-2, пиритом и пирротином-2. Сфалерит выделяется в форме относительно изометричных зерен, включенных в халькопирит. Сам сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. При этом отмечается зональность в распределении халькопирита. Ближе к краю зерен сфалерита эмульсия халькопирита в нем мелкая и густая, - к центральной части зерен размер выделений халькопирита увеличивается, а их количество уменьшается. Все это свидетельствует о достаточно быстром «остывании» твердого раствора, образовавшегося, согласно минералогического термометра при температурах 550-470 °С [3]. Пирит образует метакристаллы с ситовидным строением и признаками внутренней зональности, часто замещает нерудные минералы по кристаллографическим направлениям,

что в совокупности свидетельствует о его метасоматическом образовании. В халькопирите наблюдаются поздние прожилки нерудного минерала, при этом они окаймляются мелкозернистым ковеллином. В этой ассоциации пирит является самым поздним сульфидом. Из оксидных минералов в сульфидно-вкрапленных рудах выявлены ильменит и титаномагнетит. Ильменит постоянно присутствует в сульфидно-вкрапленных зонах, где выделяется в форме мелких пластинок, насыщающих плагиоклазы и ориентированных параллельно друг другу и плоскостям двойникования в плагиоклазах. Титаномагнетит отмечается очень редко в качестве реликтовых зерен округлой (каплевидной) формы в нерудных минералах.

В титаномагнетитовой руде выделяется несколько генераций минерала. Ранний титаномагнетит цементирует нерудные минералы, в том числе акцессории (цирканы), а поздний титаномагнетит развивается по трещинам в раннем титаномагнетите и в железо-магнелиевом силикате. Для крупных кристаллов раннего титаномагнетита отмечаются решетчатые и пластинчатые структуры распада твердого раствора. В раннем титаномагнетите иногда отмечаются зерна пирротина каплевидной формы.

В монофракциях пирротинов, халькопирита и титаномагнетита определены наиболее распространенные элементы-примеси, включая элементы платиновой группы (ЭПГ). Из ЭПГ выявлены осмий (1-10 г/т), иридий (1-10 г/т) и палладий (1-18 г/т). Содержание платины меньше 1 г/т, а золото вообще не обнаружено. Серебро отмечается в 2 пробах пирротина в количестве 30 и 50 г/т, медь – от 0,3% и выше. Все перечисленные элементы примерно в тех же количествах обнаруживаются в халькопирите и титаномагнетите. Преобладание палладия, осмия и иридия среди ЭПГ и незначительные содержания платины, согласно [4], свидетельствуют о привносе ЭПГ в пентландит-халькопирит-пирротиновые руды высокотемпературными газо-водными растворами.

В соответствии с исследованиями [2] содержания Ni и Co и их отношение в изучаемых пирротинах свидетельствуют об образовании минерала из глубинно-гидротермальных растворов. От ликвидационных магматических пирротинов они отличаются на порядок меньшими концентрациями указанных элементов.

По результатам термического анализа монофракций пирротина наблюдаются два экзотермических эффекта: 1) при температуре 130-150 °C, свидетельствующий о наличии λ -фазы гексагонального пирротина, пересыщенного нестехиометрической серой, и обусловленный сублимацией избыточной серы из дефектов кристаллической решетки минерала; 2) при температуре 305-315 °C, фиксирующий α - β переход и свидетельствующий о присутствии моноклинного пирротина.

На декриптограммах исследуемых пирротинов фиксируется интервал газовыделения (160-240 °C), обусловленный сбросом нестехиометрической серы. По его интенсивности можно судить о количестве моноклинного пирротина в изучаемых образцах. Следующий интервал газовыделения (320-400 °C) обусловлен полиморфным превращением моноклинной модификации пирротина в гексагональ-

ную. Полимодальное газовыделение в интервале 350-600 °С соответствует последовательному термическому разложению α , λ и β -пирротина с возрастанием температуры.

Из 15 изученных образцов только один сильно отличается от остальных. В нем с максимальной интенсивностью проявлено газовыделение при 260-300 °С, свидетельствующее о преобладании моноклинного β -пирротина. Именно в этом образце установлено минимальное количество элементов примесей, а ЭПГ не обнаружены. В связи с этим можно сделать вывод, что ЭПГ и другие элементы-примеси концентрируются в ассоциации с гексагональным пирротинном.

Изложенные данные позволяют считать, что образование сульфидно-вкрапленных руд произошло после расслоения и кристаллизации магмы за счет возгонки рудных элементов из нижней (меланократовой) части расслоенного магматического комплекса в верхнюю ее часть, представленную раскристаллизованными анортозитами. Рудные минералы заполняли пустоты между зернами плагиоклаза и замещали железосодержащие силикаты при температуре 550-470 °С.

Литература:

1. 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.
2. Цамбел Б., Ярковский Я. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов // Распространенность элементов в земной коре. МИР, Москва, 1972.
3. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Иностр. лит., 1962.
4. Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // ЗВМО, 1984. Выпуск 5.

ВЫДЕЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ СПОСОБОМ СОВМЕЩЕНИЯ МЕТОДА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ С МНОГОКРАТНОЙ КОРРЕЛЯЦИЕЙ

Парфёнов М.И.

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

При обработке геохимической информации возникает важная проблема выделения из всего массива данных ассоциативных групп химических элементов, имеющих общую парагенетическую природу. Под парагенетической ассоциацией будем понимать, вслед за Б.И. Смирновым [1, с. 25], "группу сонаходящихся в конкретном геологическом объекте элементов, сходно (как по интенсивности, так

и по знаку) реагирующих на изменения параметров среды и характеризующихся в связи с этим сопряженностью и однонаправленностью изменения их содержаний в пространстве объекта". Необходимость количественно оценить вероятность наличия парагенетических связей по данным наблюдений является одной из центральных задач поисковой геохимии. Обращение к вероятностным моделям природных процессов, а также привлечение статистического аппарата могут значительно повысить достоверность и объективность таких исследований. Так для целей парагенетического анализа традиционно используется корреляционный метод. Исследуя матрицу оценок коэффициентов корреляции, удастся обособить две и более ассоциативные группы элементов. Выделенные таким путем парагенезисы получают при этом вполне приемлемую геолого-генетическую интерпретацию.

Одним из методов группирования химических элементов является классификационная процедура Ю.К. Буркова (или метод многократной корреляции) [2], широкого применяемая в геохимической практике. Суть метода Ю.К. Буркова заключается в отыскании таких групп элементов, которые обладают сходным характером связи как между собой (внутри группы), так и с элементами других групп. В этом методе объединение элементов в классы производится на основе меры сходства, являющейся не чем иным, как обычным коэффициентом парной корреляции, вычисляемым на каждом последующем итерационном шаге. В конечном результате вся совокупность элементов разбивается на две "антагонистические" ассоциации с корреляцией между элементами одной группы $+1$, тогда как связь между элементами из разных ассоциаций выражается коэффициентом, равным -1 . Однако, геохимические обстановки, соответствующие действию только двух существенно различающихся групп факторов, встречаются не так уж часто, на что указывали Ю.А. Ткачев и Я.Э. Юдович [3].

Для выявления групп ассоциирующих элементов широко применяются и методы, использующие идеи и приемы факторного анализа, в частности метод главных компонент [4], занимающий одно из центральных мест в этом анализе. Данный метод позволяет выявить группы элементов, наиболее тесно связанные с тем или иным достаточно мощным фактором. Если внутри такой группы обособить элементы, однонаправленно изменяющие свои состояния под действием общего фактора, то полученные ассоциации с полным правом могут быть названы парагенетическими [1]. Таким образом, метод главных компонент выполняет классифицирующие функции, при этом основная информация необходимая для группирования элементов, содержится в матрице факторных нагрузок. Классифицирующая процедура, выполняемая на основе матрицы факторных нагрузок, сводится к отысканию групп элементов, достаточно сильно связанных с определенным фактором. В соответствии с принятым определением парагенетической ассоциации, элементы, характеризующиеся существенными, но противоположными по знаку факторными нагрузками, должны быть отнесены к различным группам (ассоциа-

циям). Как правило, общая изменчивость исследуемой совокупности признаков отождествляется с несколькими факторами (обычно пять – шесть). Вклад первых трех главных компонент составляет обычно более 90%. Поэтому при анализе матрицы факторных нагрузок основное внимание уделяется факторным нагрузкам, относящимся именно к этим трем факторам (F1, F2, F3). Главная (генеральная) компонента (F1) указывает на высокую степень общности исследуемого набора элементов, что, в свою очередь, определяет возможность объединения последних в единый класс. Второй и третий факторы позволяют уточнить классификацию элементов. Итак, в результате расчетов получаем два варианта группирования: первый, объединяющий все элементы в одну группу, и второй, предлагающий разбиение полученного множества на подмножества.

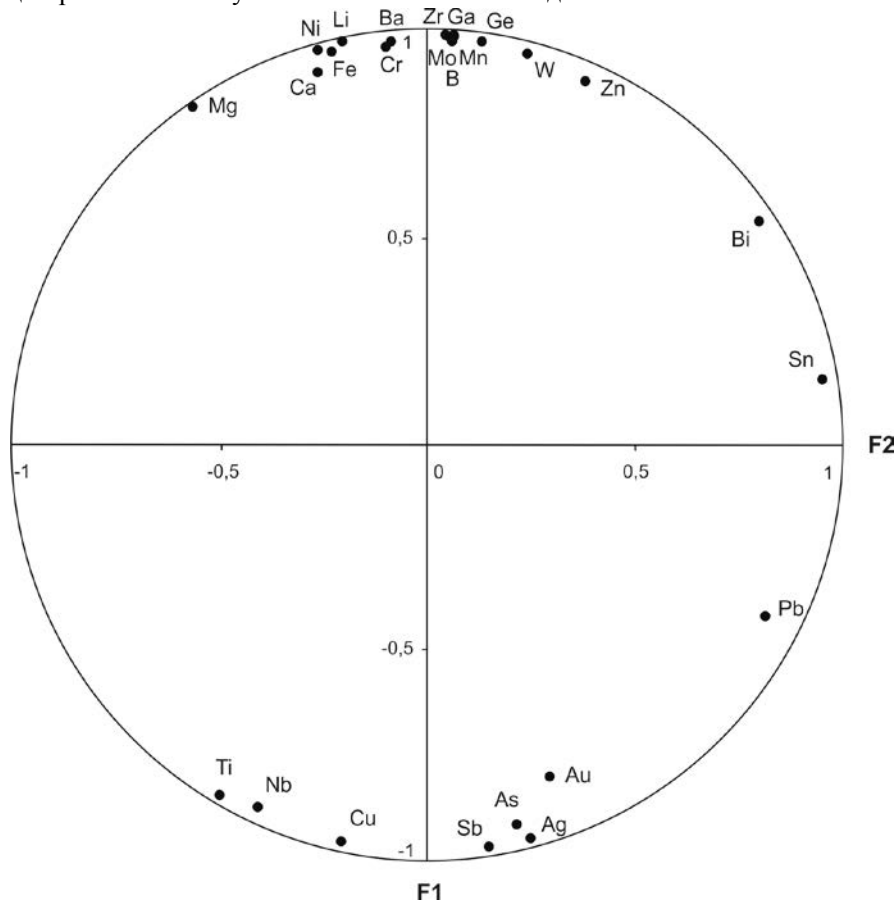


Рис. 1. Корреляционное соотношение элементов в координатах первых двух главных факторов.

Повысить эффективность рассмотренных методов группирования возможно способом совмещения метода многократной корреляции с методом главных ком-

понент, предложенным В.А. Приставко (СВКНИИ ДВО РАН). Суть метода сводится к тому, что полученная после применения метода главных компонент матрица факторных нагрузок (в результате первой итерации), далее используется, как исходная матрица, для расчета парной корреляции. Рассчитанная в ходе этой операции корреляционная матрица вновь вступает в обработку по методу главных компонент (вторая итерация). Данный цикл повторяется многократно до полного разбиения всего комплекса элементов на ассоциативные группы, отвечающие соответствующим парагенезисам. После каждой итерации полученные результаты отображаются в виде графа, на котором фигуративные точки указывают положение химических элементов в трехмерном пространстве трех главных факторов (F1, F2 и F3). Обычно достаточно 4 итераций для получения необходимой информации. Методика интерпретации таких графиков подробно изложена в статье [5]. Ассоциации химических элементов определяются близостью фигуративных точек на графе. Мерой связи между элементами служит коэффициент корреляции, определяемый косинусом угла между радиусами, проведенными из центра круга к соответствующим фигуративным точкам элементов (рис. 1). Близость этих точек к окружности определяет величину общности, т.е. сумму квадратов факторных нагрузок по F1 и F2 факторам.

В качестве примера приведем результаты обработки геохимических данных по вышеизложенной методике на одном из золото-сульфидных месторождений Восточной Чукотки (Россия) [6]. Корреляционная структура комплекса показана на рис. 1. Представленный граф отражает 95,27 % корреляционных связей между элементами (80,90 % по фактору F1 и 14,37 % по фактору F2). Геохимические ассоциации I и II находятся в сильной отрицательной связи. На рис. 1 хорошо видно, что такие группы элементов, как (Au, As, Sb, Ag) и (W, Mo, Zn, Ca) разобщены, вплоть до "антагонизма". Генетическая общность их маловероятна. С другой стороны, связь элементов внутри выделяемых ассоциаций довольно сильна. Реальными подтверждениями тому являются результаты технологических исследований руд месторождения, проведенных в Центральной лаборатории СВПГО (г. Магадан) и ЦНИГРИ (г. Москва). Выявлено, что 56,3 % Ag и 14,08 % Au связано с минералами As и Sb, а содержания Au в монофракциях арсенопирита достигают 500 г/т. На фактор F3 приходится 2,48 % изменчивости комплекса элементов, в котором отражена специфическая положительная связь Au с As; Pb, Sb, Ag; Ca с Mg и др. Внутри выделяемых первых двух главных ассоциаций, с учетом всех трех факторных нагрузок, элементы группируются следующим образом:

I ассоциация:

1. Au, As
2. Cu, Nb, Ti
3. Sb, Ag, Pb

II ассоциация:

1. Mo, W, B, Mn, Ga, Ge, Zr

2. Cr, Ba, Li
3. Ni, Fe
4. Ca, Mg

Самостоятельную ассоциацию представляют Sn, Bi, Zn.

Положение групп (Sn, Bi, Zn) и (Sb, Ag, Pb) на графе ортогонально. Корреляции между этими группами не наблюдается. Группы (Sn, Bi, Zn) и (Cu, Nb, Ti) находятся в сильной отрицательной связи. Генезис их различен.

Литература.

1. Смирнов Б.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе / М.: Недра, 1981. – 176 с.
2. Бурков Ю.К. Оценка иерархий ассоциаций химических элементов для выявления условий формирования и металлогенической специализации горных пород / Вестн. Львов. гос. ун-та. Мат. методы в геологии. Львов, 1973. – С. 89-90.
3. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных / Л.: Наука, 1975.
4. Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии / М.: Недра, 1982. – 269 с.
5. Приставко В.А., Пляшкевич А.А., Трушнин А.В., Морозова С.Г. Распределение ареалов комплексного оруденения по геохимическим данным (Омсукчанский район) / Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сб. науч. тр. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. - С. 220-233.
6. Парфёнов М.И. Результаты геохимических исследований на золото-сурьмяном месторождении Туманное (Восточная Чукотка) / Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России (к 100-летию со дня рождения А.П. Васильковского): Материалы Всероссийской научной конференции (Магадан, 22-24 ноября 2011 г.) – Магадан, 2011. – С. 48-49.

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ ГЕОФОНА ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.

Парфёнов М.И.

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

Важной структурной составляющей геохимического поля является фоновый уровень, относительно которого выделяют участки привноса и выноса индикаторных элементов и оценивают прогнозные ресурсы компонентов рудного комплекса [1].

А.П. Соловов [2] определяет геохимический фон (C_{ϕ}), как среднее (модальное) содержание химического элемента в пределах однородного участка, в удалении от явных аномалий. Однако, при проведении поисков на участках со слабо

проявленным оруденением, понятие "явная аномалия" становится неоднозначным. Определенные трудности возникают и при выборе однородного участка. С точки зрения вещественной составляющей вопрос однородности становится по большей части дискуссионным и в зависимости от размеров исследуемой площади и масштаба работ часто вызывает непреодолимые трудности. Кроме того, проводя исследования в пределах рудного месторождения или рудного поля, зачастую бывает невозможно выделить участки, незатронутые рудогенерирующими процессами, и оценить фоновые содержания химических элементов.

А.И. Гинзбург и К.М. Муканов (1963), Г.И. Россман (1966) оценивали фон, как среднее содержание элемента в отдельных типах пород в пределах рудных районов и узлов, но вне контуров рудных полей. Такой подход, на наш взгляд, мало чем отличается от того, как если бы в качестве фоновых значений использовать кларки. Кроме того, использование различных фоновых оценок по разным типам пород требует вычисления обобщенной оценки регионального фона для каждого из элементов. Проводя исследования в пределах рудных полей и месторождений, нередко приходится иметь дело с достаточно сильно метасоматически измененными породами. В этих случаях использование обобщенного (усредненного) фонового значения, нам кажется вполне оправданным. Вызывает лишь вопрос корректность оценки фона, которая зависит от качества подготовки данных и от способа определения среднего значения (это влияет на смещенность и устойчивость оценки), на что указывали В.М. Питулько и И.Н. Крицук [1].

А.А. Смыслов и В.А. Рудник (1981), решая классификационные задачи при мелкомасштабном геохимическом картировании, предложили более общую трактовку понятия "геофон". Согласно их представлениям, геохимический фон – это распределение элементов в геологическом объекте любого ранга, возникшее в результате взаимодействия разнотипных и разновозрастных сингенетических и эпигенетических процессов, за исключением процессов, приведших к формированию геохимически специализированных пород и эпигенетических рудных концентраций. Такое определение позволяет посмотреть на проблему достаточно широко. По сути, выделив и оконтурив определенные блоки горных пород, не обладающих строгой литологической привязкой и (главное!) не несущих рудную нагрузку, можно оценить в них содержания элементов и взять их в качестве фоновых. При этом за фоновую область принимается часть пространства с содержаниями, удовлетворяющими $0,3-2,4 K_k$ (K_k – кларк концентрации). Остается непонятным, какой из кларков необходимо применить при расчетах K_k , например, в метасоматически измененных породах (причем, обладающих разной степенью изменений)? Кроме того, В.М. Питулько и И.Н. Крицук [1] отмечают, что в этом интервале значений K_k находятся и отнюдь не фоновые участки выноса химических элементов, и участки слабо проявленного оруденения.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений [3] однозначно предписывает расчет геофона определять, как среднее арифметиче-

ское статистического распределения содержаний того или иного химического элемента. При этом отбор фоновых геохимических проб предлагается проводить за пределами аномальных зон рудного объекта, в пределах, так называемых, однородных фоновых участков. Однако, такой подход к отбору "фоновых" проб оказывается не всегда приемлемым, в особенности применительно к рудным месторождениям. На практике часто не удаётся выйти за пределы области влияния рудогенерирующих процессов, и в выборку фоновых проб неизбежно попадают пробы с высокими и даже "ураганными" содержаниями некоторых химических элементов. Такие пробы рекомендуется удалять из рассмотрения при оценке (расчете) среднего арифметического, что вносит определенный субъективизм при формировании выборки.

В.А. Приставко (СВКНИИ ДВО РАН) предложена несколько иная методика расчёта фоновых содержаний. В качестве оценки геофона предлагается использовать среднее гармоническое значение [4] общей выборки:

$$C_{\text{гарм}} = \frac{N}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{C_i}}$$

где N – количество проб в выборке.

В силу того, что содержания элементов при расчёте берутся в обратной пропорции, доля вклада "ураганных проб" в общую сумму будет минимальной, в то время как пробы с фоновыми содержаниями будут иметь наибольший (решающий) вес. Это обуславливает статистическую устойчивость данной оценки. Кроме того, в этом случае в выборку принимаются все пробы без исключения, и нет необходимости выходить за пределы площади месторождения, включающей в себя как аномальные участки, так и участки с фоновыми концентрациями. Следует отметить, что среднее гармоническое является наименьшей из всех оценок среднего, т.е. в условиях статистических распределений с положительной асимметрией, в частности логнормальных, оно меньше среднеарифметического значения, традиционно принимаемого за геофон. Опыт применения такой методики расчета геофона и полученные положительные результаты [5, 6, 7, 8, 9, 10] позволяют признать такую практику вполне приемлемой и достаточно эффективной.

Литература:

1. Питулько В.М., Крицук И.Н. основы интерпретации данных поисковой геохимии / Л.: Недра, 1990. – 336 с.
2. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых / М.: Недра, 1985.
3. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М.: Недра, 1983. – 191 с.
4. Громыко Г.Л. Статистика / М.: МГУ, 1976. - 335 с.

5. Бородин Н.А., Приставко В.А. Основные черты геохимического поля оловорудного проявления Мыслереннет // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. – С. 105-123.

6. Константинов П.С. Минералого-геохимическая зональность Новоджагынско-го оловорудного месторождения // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. – С. 52-62.

7. Сидоров В.А., Приставко В.А., Гончаров В.И. Модель золоторудного месторождения Наталка по геолого-геохимическим данным // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии: IX сессия Северо-Восточного отделения ВМО. Тезисы докладов (26-28 февраля 1997 г.) / Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН. Магадан: 1997. - С. 76-77.

8. Парфёнов М.И., Приставко В.А. Результаты геохимических исследований на рудопоявлении Юном (Омолонский массив) // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Азии. IX сессия Северо-Восточного отделения ВМО. Тезисы докладов (26-28 февраля 1997 г.) / Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН. Магадан: 1997. - С. 136-137.

9. Парфёнов М.И. Результаты геохимических исследований на золото-серебряном месторождении Ольча (Омолонский срединный массив) // Наука Северо-Востока России – начало века: материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти академика К.В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26-28 апреля 2005 г.). – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 196-200.

10. Парфёнов М.И. Результаты геохимических исследований на золото-сурьмяном месторождении Туманное (Восточная Чукотка) // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России (к 100-летию со дня рождения А.П. Васильковского): Материалы Всероссийской научной конференции (Магадан, 22-24 ноября 2011 г.) – Магадан: 2011. – С. 48-49.

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА СЭКТЭНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Парфенова Т.М.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г.Новосибирск*

Палеозойские отложения изучались автором на обнажениях левого берега р. Лена на территории Туорасисского выступа во время экспедиционных работ в 2009 году. Коллекция для исследования геохимии органического вещества (ОВ) была собрана ниже п. Чекуровка по течению р. Лены. Установлено, что в кембрий-

ских отложениях наблюдаются обогащенные ОВ породы сэктэнской и огоньорской свит. В настоящем сообщении демонстрируются первые сведения о результатах исследования ОВ сэктэнской свиты нижнего кембрия, верхняя углеродистая часть которой является фациальным аналогом потенциально нефтепроизводящей куонамской свиты нижнего и среднего кембрия.

Сэктэнская свита в изученном разрезе сложена светло-серыми, темно-серыми, черными карбонатными, глинистыми и кремневыми породами. Изучено 20 образцов. Нерастворимый остаток пород изменяется в интервале 3,1-91,8 % (среднее равно 36,1 %). Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в породах лежит в пределах 0,01-4,74 %, среднее – 1,57 %. Концентрации битумоида варьируют от 0,002 до 0,06 %, среднее равно 0,02 % на породу. В углеродистых породах с $C_{орг}$ больше 1 % значения битумоидного коэффициента обычно сохраняются на уровне 1 %. В породах, обедненных ОВ ($C_{орг}$ – от 0,01 до 0,27 %), битумоидный коэффициент изменяется в интервале 6,27-17,29 %. Битуинологические и пиролитические исследования позволили выявить в породах сэктэнской свиты автохтонное, паравтохтонное и аллохтонное ОВ. В данной работе основное внимание уделено геохимии автохтонного ОВ. Цель исследования – оценить углеродистые породы сэктэнской свиты как возможный источник нефтей на северо-востоке Сибирской платформы.

Изучение пород с $C_{орг}$ от 1,05 до 4,74 % методом пиролиза позволило установить, что в пробах содержание «битумоидной» компоненты (S_1) изменяются до 0,31 мгУВ/г породы, среднее – 0,17 мгУВ/г породы. Среднее содержание «керогеновой» составляющей (S_2) равно 3 мгУВ/г породы. Индекс продуктивности в обогащенных ОВ породах варьирует от 0,04 до 0,11. Значения $H_{органического}$ вещества пород изменяются от 69 до 202 мгУВ/ $C_{орг}$, среднее – 114 мгУВ/ $C_{орг}$. Температуры максимального выхода углеводородов фиксируются, как правило, на уровне 450°C. Это указывает, что породы сэктэнской свиты попадали в главную зону нефтеобразования, уровень катагенеза ОВ соответствует градации МК₂. Низкие значения H_I свидетельствуют, что породы с ОВ аквагенного типа, по видимому, в процессе образования нефти и газа существенно понизили свой генерационный потенциал. Нельзя исключать и того, что ОВ было окислено в диагенезе и гипергенезе.

Содержание метано-нафтеновых фракций в битумоидах изменяется от 17,2 до 37,5 %, ароматических – от 3,1 до 8,6 %. Сумма смол и асфальтеновых компонентов превышает 50 % на битумоид.

На газо-жидкостных хроматограммах метано-нафтеновых фракций видны *n*-алканы. В распределении *n*-алканов отмечается один пик, который лежит в области выхода углеводородов C_{16-20} . Определены изопреноиды. В максимальных содержаниях среди них идентифицированы пристан и фитан. Соотношение пристана к фитану сохраняется на уровне 1. Коэффициент нечетности (CPI), варьирует от 0,95 до 1,6. Редко на ГЖ-хроматограммах присутствуют низкие пики 12- и 13-монометилалканов.

Выполнены исследования молекулярного состава методом хромато-масс-спектрометрии. На хроматограммах m/z 217 и m/z 218 наблюдаются стераны. Встречено два типа распределений стеранов ОВ пород сэктэнской свиты. Для первого характерно преобладание холестанов C_{27} . Для второго типа максимум в распределении стеранов отмечается на этилхолестанах. Их содержания обычно больше 40 %. Тип распределений не зависит от содержания органического углерода в породах. Соотношение диастеранов и регулярных стерановых УВ сэктэнской свиты варьирует от 0,3 до 0,6.

В составе терпанов на хроматограммах по m/z 191 преобладают трицикланы. Они составляют приблизительно от 50 до 90 % от терпанов. Гомологи трицикланов C_{19} - C_{31} имеют однотипное распределение. Наблюдаются повышенные содержания трицикланов C_{21} , C_{23} , C_{25} . Значения трицикланового коэффициента меньше 1. Во фракциях насыщенных УВ идентифицированы гопаны от C_{27} до C_{35} . Среди них в максимальной концентрации присутствует гопан C_{30} . Значения отношений Ts/Tm как правило больше 1. Они изменяются, обычно, от 1 до 5, что подтверждает высокий уровень катагенеза автохтонного ОВ сэктэнской свиты.

Закключение. 1. В разрезе сэктэнской свиты наблюдаются обогащенные ОВ черные слоистые породы и серые плитчатые обедненные ОВ известняки и силициты. Первые являются нефтепроизводившими, они генерировали нефтяные компоненты. Вторые содержат паравтохтонные и аллохтонные битумоиды. 2. Изучение пород и ОВ сэктэнской свиты нижнего кембрия Туорасисского выступа позволяет благоприятно оценивать нефтегазоносность кембрийских отложений континентальных арктических территорий на северо-востоке Сибирской платформы.

Работа выполнена при поддержке проектов № VIII.73.4.3, № VIII.73.2.1, № НШ-402.2014.5, МИП СО РАН № 78, программы Отделения наук о Земле (ОНЗ-1 РАН).

ПРОБЛЕМЫ ПОСТРОЕНИЯ КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Петров А. Ф., Козьмин Б. М., Шibaев С. В., Тимиршин К. В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Сейсмоопасные зоны на территории Якутии занимают площадь в 1,5 млн. км². Главными сеймотектоническими структурами являются Арктико-Азиатский сейсмический пояс на Северо-Востоке и Байкало-Становой пояс на юге, сформировавшиеся на границах литосферных плит: Евразийской, Североамериканской, Охотоморской и Амурской. Уровень сейсмической опасности территории показывается на картах сейсмического районирования.

В 1974 году была составлена первая карта сейсмического районирования Якутии масштаба 1: 2500000 [Сейсмическое...,1975], которая затем использовалась при составлении карты сейсмического районирования территории СССР [Сейсмическое..., 1980]. В 1996 году уточнена и издана новая карта сейсмического районирования Якутии масштаба 1:2 500 000 [Карта, 1996].

В 1991–1997 гг., в институте Физики Земли РАН при работе над картой Общего сейсмического районирования - ОСР-97 под руководством В. И. Уломова была разработана методология конструирования модели зон возникновения очагов землетрясений (ЛДФ-модель зон ВОЗ). Комплект ОСР-97 включает карты масштаба 1: 8000000, рассчитанные для периодов повторяемости сейсмических воздействий в среднем один раз за 500 (карта А), 1000 (карта В) и 5000 (карта С) лет. В 2009–2012 гг. проводилась актуализация этих карт [Уломов, 2013]. В результате был составлен комплект карт ОСР-12, в которых увеличено количество расчетных периодов повторяемости и введены дробные баллы с шагом 0,5 и 0,1 балла, представлены карты и в пиковых ускорениях колебаний грунта,

Предложенные [Уломов,2013] принципы построения карт ОСР-97 и их актуализированная версия проходят обсуждение в научных и производственных организациях России, даётся отрицательная (и положительная) оценка актуализированных СП 14.13330.2011 «Строительство в сейсмических районах» и ОСР-2012. Так, в работе [Павленко,2012] указывает: «Новые карты это практически простое расширение набора карт ОСР-97.... В основе любых карт сейсмического районирования лежат геологические, сейсмические и геотехнические (инженерно-сейсмологические) данные...» Автором подчёркивается, что пиковые наблюдения не подтверждаются ни конкретными наблюдениями, ни расчётами. **«Балльность вполне приемлема как средство общего сейсмического районирования. Использование балла не хуже, чем использование максимального ускорения и может иметь определённые преимущества»** [Павленко, 2012].

В работе [Уздин, Белаш 2013] приводятся факты, указывающие на некорректность применения пиковых ускорений для целей создания карт сейсмического районирования. Они указывают, что **«попытки приписать какому-то баллу некоторые пиковые ускорения не увенчались успехом»**. Так, при сильнейшем землетрясении в Мехико пиковые ускорения составили всего $1,8 \text{ м/с}^2$, а при слабых землетрясениях они достигали $5\text{--}6 \text{ м/с}^2$. В работе показано, что пиковые ускорения зависят от продолжительности сейсмического воздействия.

В работах [Айзенберг 2013 и др.] утверждается, что основными недостатками методологии общего сейсмического районирования является использование в строительных нормах и картах баллов и предлагается исключить из карт сейсмического районирования понятие балла сейсмической шкалы MSK-64. В решении X юбилейной российской конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию [Решение...2013] записано предложение об ис-

ключении понятия балл и необходимости новой актуализации карт ОСП-2012. В [Открытое письмо., 2013] также высказано отрицательное отношение к нормативным сейсмическим документам. Несмотря на это, в СП 14.13330.2014 нормативные карты остались построенными в баллах.

Следовательно, ожидать в ближайшее время консенсуса по этим вопросам не приходится, т.к. тектоническая, геодинамическая и сейсмическая обстановки на Земле изменяются постоянно, поэтому создаваемые карты общего сейсмического районирования являются дежурными, не способными раз и навсегда установить уровень сейсмической опасности территории Российской Федерации. Через 15-20 лет требуется пересматривать и уточнять эти карты, независимо от способов их составления, с использованием понятия «балл» или без него

Оценивая созданные до настоящего времени карты сейсмического районирования территории Якутии с применением понятия «балл» можно констатировать, что в целом эти карты отражают реальную картину сейсмической опасности, подтверждаемую инструментальными данными сейсмических станций, изучением сейсмодислокаций, тектоники, инженерной геологии, геофизики, разломов, GPS наблюдений, уровнем разрушения зданий и ощущениями людей. Имеющиеся несовпадения оценки сейсмичности некоторых районов, по сравнению с предыдущими данными, известны и их наличие объясняется в том числе и недостаточной комплексностью и качеством сеймотектонических и геодинамических наблюдений. Поэтому с учётом сложившейся ситуации, изложенной выше, применение балла при сейсмическом районировании территории Якутии на данном этапе правомерно, т.к. построение таких карт на основе ещё не разработанных методов затянется на 15–20 лет. Когда настанет срок новой актуализации (уточнения) карты сейсмического районирования территории Якутии, будут использованы новые материалы по тектонике, геодинамике, инженерно- геологическому строению и сейсмичности сейсмоопасных районов. Такая работа в ЯФ ГС СО РАН проводится.

Данные мониторинга за сейсмическими событиями показывают, что принятый в сейсмологии постулат о периодичности (500, 1000, 5000 лет) катастрофических проявлений в одной сеймотектонической зоне зачастую не находят подтверждения. Ярким примером служат события в бассейне р. Олёкмы, где за 30 лет произошло четыре 8–10 балльных землетрясения, район Камчатки, Юго- Восточной Азии и др. Самым трудным является определение начала отсчёта следующего землетрясения в любой зоне. В настоящее время всё более реальным для предотвращения разрушения зданий от воздействия землетрясения становится выполнение на площадке строительства исследований по сейсмическому микрорайонированию (методы проведения которого нужно совершенствовать) и с учётом расчётного балла грунтов площадки строить сейсмостойкие объекты.

Литература:

1. Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. К. Б. Мокшанцев, Б. М. Козьмин, Г. С. Гусев, А. Ф. Петров и др. Отв. редактор К. Б. Мокшанцев. Институт геологии ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1975. С.90.
2. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978г. Отв. редакторы В. И. Бунэ и Г. П. Горшков. М., Наука, 1980. С.306.
3. Карта сейсмического районирования территории Республики Саха(Якутия). Отв. редакторы: В. С. Имаев, Б. М. Козьмин, А. Ф. Петров. Якутск, ЯкутАГП, 1996.
4. Уздин А. М., Белаш Т. А. Некоторые проблемы использования актуализированной версии СНиП «Строительство в сейсмических районах» // Природные и технические риски. Безопасность сооружений. 2013, №6, с.28-30.
5. Открытое письмо Председателю правительства Российской Федерации Д. А. Медведеву// Инженерные изыскания, 2013, №9.
6. Решение X юбилейной российской конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию (с международным участием) (09-13 сентября 2013года, г. Сочи).// Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2013. С.56-64.
7. Айзенберг Я. М. Карты сейсмического районирования нуждаются в модернизации. // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2014. №2. С. 14-16.
8. Уломов В.И. Актуализация нормативного сейсмического районирования в составе Единой информационной системы "Сейсмобезопасность России" // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 39, № 1. С. 5 – 38.
9. Павленко О. В. Об актуализированных картах общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 и картах ОСР-2012 (в порядке обсуждения) //Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2012, №5. С.16-23.

ПЕРСПЕКТИВЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА НА НИКЕЛЬ, МЕДЬ И ПЛАТИНОИДЫ

Петухова Л.Л., Приходько В.С., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

На юго-восточном фланге Восточно-Сибирского кратона известны различные мафит-ультрамафитовые комплексы с ЭПГ-Cu-Ni сульфидным оруденением: 1) расслоенные массивы дунит-троктолитовой формации (Лукинда, Луча, Ильдеус и др.); 2) палеопротерозойские интрузии габбронорит-пироксенит-перидотитовой формации в восточной части Джугджуро-Станового пояса; 3) формация автоном-

ных анортозитов, куда относятся Лантарский, Геранский и др. габбро-анортозитовые массивы. Эти рудосодержащие магматические комплексы, сформировавшие Северостановую платиноносную медно-никелевую провинцию [1], располагаются в пределах протяженного Пристанового коллизионного пояса, объединяющего две крупные тектонические области: Алданскую гранулитогнейсовую и Становую гранит-зеленокаменную [2, 3]. Одна из характерных особенностей этого пояса – наличие анортозитов, полого погружающихся в северном направлении к центру Сибирской платформы в виде пластин и пластообразных тел. Возраст коллизионных процессов, объединивших Становую и Алданскую области, оценивается большинством исследователей около 1,9 млрд лет [2]. На востоке Пристановой пояс пересекается образованиями улканской вулканоплутонической ассоциации с возрастом 1,77-1,70 млрд лет [3], ограничивая, таким образом, время его стабилизации.

Имеющиеся материалы по раннедокембрийскому мафит-ультрамафитовому магматизму и металлогении этого протяженного коллизионного пояса от бассейна р. Олдоньдо на западе до побережья Охотского моря на востоке позволяют существенно расширить перспективы этого региона, и рассматривать его в качестве обширной платинометалльной медно-никелевой провинции палеопротерозойского возраста. Этот возрастной рубеж отвечает формированию крупной магматической провинции, с которой в других районах земного шара связаны крупные сульфидные Cu-Ni и платинометалльные месторождения.

Значительные перспективы открытия месторождений никеля, кобальта, меди с сопутствующим оруденением платиноидов на Дальнем Востоке связываются с габбро-анортозитовыми комплексами пород, расположенных в пределах Становой гранит-зеленокаменной и, на юго-восточной окраине, Алданской гранулитогнейсовой областей, формирующих одну из крупнейших анортозитовых провинций мира общей площадью 17000 км² (рис.1). Одна из наиболее высокоперспективных территорий находится в междуречье Мая (Удской) и Кун-Маньё в пределах Атагского хребта Восточного Становика - Курумканское рудное поле, расположенное в юго-западной краевой части Кун-Маньёнского массива метагабброидов [4]. Ресурсы Курумканского рудного поля: для никеля – 4,86 млн т, меди – 1,82 млн т, кобальта – 0,12 млн т, платины – 126 т, палладия – 138 т, золота – 12 т.

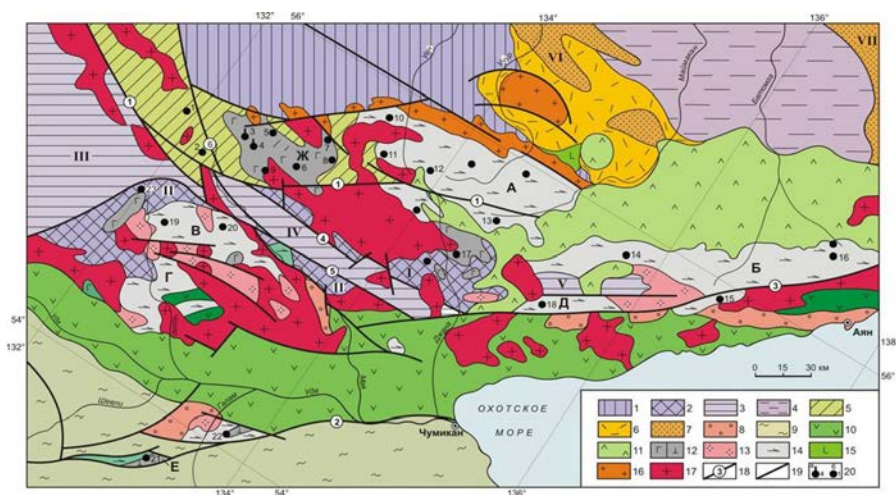


Рис.1. Структурная позиция габбро-анортозитовых массивов юго-востока Сибирской платформы и схема размещения проявлений медно-никелевой с платиноидами минерализации. **Раннедокембрийские комплексы фундамента.** 1–2 – нижний архей (3.38–3.13 млрд лет): 1 – гранулиты Тырканского блока Алданской ГГО, 2 – гранулиты джанинского (I) и чогарского (II) комплексов Джугджуро-Становой ГЗО. 3 – верхний архей (3.0–2.65 млрд лет) – купуринская (III), удско-майская (IV) и кирано-лавлинская (V) серии Джугджуро-Становой ГЗО. 4 – нижний палеопротерозой (2.2–2.0 млрд лет) – комплексы Батомгской ГЗО. 5 – палеопротерозойские (≈1.9 млрд лет) гранулитовые комплексы Пристановой складчато-надвиговой зоны. 6 – верхний палеопротерозой (1.76–1.70 млрд лет) – вулканская серия. **Рифейско-фанерозойские отложения чехла.** 7 – рифейские осадочные толщ Учурской (VI) и Майской (VII) впадин. 8 – рифейско-палеозойские образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. 9 – палеозойские осадочно-вулканогенные толщ Удско-Шантарской зоны. **Мезозойские орогенно-активизационные структуры, вулканоструктуры:** Удской (10) и Предджугджурский (11) прогибы. **Архейские интрузии:** 12 – метагаббро майско-джанинского комплекса; 13 – плагиогранитов, гранитов и гранитогнейсов; 14 – анортозитов древнеджугджурского и баладекского комплексов. **Палеопротерозойские интрузии** габбродолеритов гекунданского (15), субщелочных и щелочных гранитов и лейкогранитов улканского (16) комплексов. **Меловые гранитоиды** удского и джугджурского комплексов (17). 18–19 – разрывные нарушения: 18 – главные (цифры в кружках: 1 – Становой, 2 – Улигданский, 3 – Джугджурский, 4 – Салга-Джанинский, 5 – Сехтагский, 6 – Майский), 19 – прочие. 20 – месторождения (а) и рудопроявления (б) никеля, меди и кобальта с платиноидами (комплексные) и их номера (1 – Елан, 2 – Чайдах, 3 – Малый Курумкан, 4 – Кун-Маньё, 5 – Ян-Хэгдэ, 6 – Салга, 7 – Ширококое, 8 – Чалбук, 9 – Атакан, 10 – Коврик, 11 – Богидэ, 12 – Колболок-Макит, 13 – Кэн-дэкэ, 14 – Муратэ, 15 – Мутэ, 16 – Нядоми, 17 – Утанах, 18 – Лавля, 19 – Джагорма, 20 – Сехтаг, 21 – Тохикан, 22 – Милькан, 23 – Колчеданный Утёс). **Интрузивные массивы:** А – Геранский, Б – Лантарский, В – Сехтагский, Г – Чогарский, Д – Лавлинский, Е – Баладекский, Ж – Кун-Маньёнский.

Большой интерес представляют расположенные в северо-восточной краевой зоне Лантарского массива (восточный фланг Пристанового пояса) ряд сульфидных рудопроявлений: Няндомы, Пирротиновое, Озерное, Авланджинское, Одоринское. Они были выявлены В.А. Леонтовичем еще в 1934 г. Однако такие рудопроявления в пределах Лантарского, Геранского и других автономных габбро-анортозитовых массивов рассматривались скорее как экзотика, поскольку считалось, что с ними в основном связаны только апатит-титаномагнетитовые руды. Появившиеся новые данные по геологии и металлогении массивов с учетом масштабов их проявления, позволяют дать иную, а именно высокую оценку перспектив этих объектов в отношении Ni, Cu, Co и платиноидов. Руды преимущественно пирротин-халькопиритовые с содержанием никеля до 0,6% и меди 0,5-3%, в протолочках – спереллит. В массивных пирротиновых рудах рудопроявления Няндомы содержания платины достигают 1-10 г/т, редко 40 г/т. В южной краевой зоне Геранского массива выявлены проявления сульфидных медно-никелевых руд Богидэ, Кандэжэ, Ампардак и др. В силлообразных телах ультрабазитов минерализация носит вкрапленный, прожилково-вкрапленный и массивный характер. Содержания никеля, меди, кобальта в рудных интервалах тел колеблются соответственно в пределах 0,52-0,97%, 0,29-1,57%, 0,11-0,24%. Отмечаются также повышенные содержания золота до 1 г/т и платины до 0,1 г/т.

Установлено, что в пределах Алдано-Станового щита тела мафит-ультрамафитов образуют протяженный пояс, простирающийся от пос. Аян на востоке до пос. Чульман на западе. Выявлено закономерное изменение состава пород вдоль пояса: от габброноритов–оливиновых пироксенитов (Лантарский и Геранский массивы) через вебстериты и лерцолиты (Кун-Маньёнский массив) до лерцолитов–гарцбургитов (Туксанийская ветвь, Утук-Макит). В том же направлении изменяется характер сульфидной минерализации: массивные пирротин-халькопиритовые руды проявлений Няндомы и Богидэ → вкрапленные пирротин-пентландит-халькопиритовые руды месторождения Кун-Маньё → пирротин-пентландитовые руды с малосульфидной платиноидной минерализацией проявления Утук-Макит.

Анализ имеющейся информации по юго-востоку Алдано-Станового щита свидетельствует о несомненно высокой степени перспективности этого региона на платиноиды, медь и никель, и он может быть отнесен к крупнейшим на востоке России минерально-сырьевым объектам.

Литература

1. Габышев В.Д. Перспективы платинометалльного оруденения в расслоенных массивах и комплексах юга Якутии в связи с новыми геолого-экономическими условиями / Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха в современных условиях: материалы республик. научн.- произв. геол. конф. Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 80-86.

2. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, №1, с. 12-26.

3. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е.. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация//Тихоокеанская геология, 2012, т.31, № 2, с.3-21.

4. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Потоцкий Ю.П., Петухова Л.Л., Соболев Л.Н. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук, 2009, т.425, № 4, С.505-508.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Полуфунтикова Л.И.^{1,2}

¹ – СВФУ им. М.К. Аммосова, Якутск

² – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

В среднем–позднем карбоне на территории Южного Верхоянья происходило интенсивное накопление высокоуглеродистых осадков, для которых характерно преобладание алевропелитового материала над псаммитовым. Отложения формировались в различных фациальных обстановках от песчано-алевритовых осадков зерновых потоков до глубоководных терригенно-кремнистых и карбонатных отложений (рис. 1).

Геодинамические обстановки осадконакопления соответствовали окраинно-континентальным. Некоторая неопределенность в расположении фигуративных точек на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ [7] и F1–F2[4] (рис. 2) свидетельствует о комбинированном источнике сноса терригенного материала. В бассейн осадконакопления попадали продукты эрозии как разнотипных магматических, так и осадочных образований. Определенные коррективы в их распределение внесли процессы, связанные с миграцией и перераспределением калия и натрия.

Периодические изменения уровня моря, большие скорости захоронения осадка, насыщенность его $\text{C}_{\text{орг}}$ отразились на изменении окислительно-восстановительных условий придонных вод, существовавших в период формирования осадочных толщ. На это указывает ряд индикаторов. Соотношение $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$, в пределах 0.65–0.7 характерно для осадков, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках, повышенные значения (до 1.0) – в аноксид-

ных [3]. Для пород верхнего карбона медианное значение $V/(V+Ni)$ $0,75 \pm 0,04$, при $\min=0,67$ и $\max=0,84$.

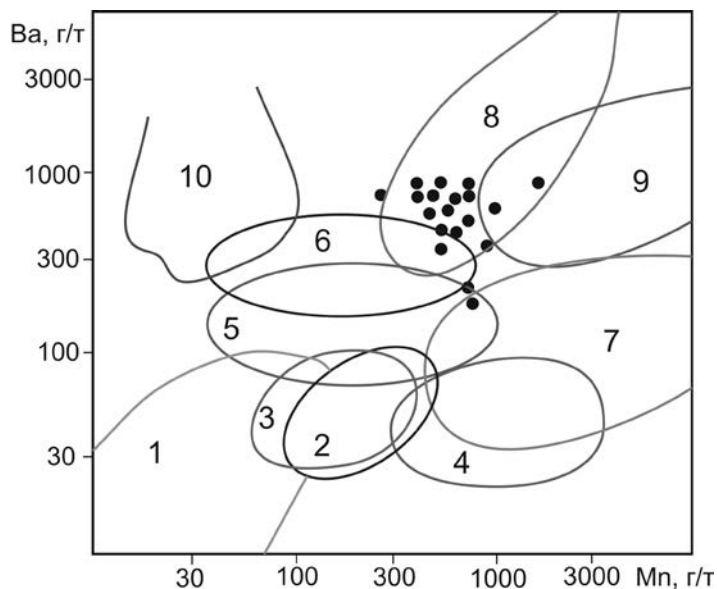


Рис. 1. Диаграмма Ba-Mn Я.Э. Юдовича, В.Н. Пучкова[3] для реконструкции фациальной природы карбонатных и терригенных отложений и положение фигуративных точек составов алевропесчаников позднего карбона.

Поля: 1 – известняки аридных формаций; 2 – известняки гумидного климата; 3 – седиментационно-диагенетический доломиты; 4 – известняки и их доломитизированные разности депрессионных фаций; 5 – песчано-алевритовые осадки; 6 – глинистые осадки; 7 – карбонатные конкреции; 8 – терригенно-кремнистые осадки; 9 – карбонатные осадки; 10 – карбонатные осадки с аномальными содержаниями бария.

Концентрация церия в осадочных породах также зависит от условий осадко-накопления в бассейне. Увеличение содержания этого элемента указывает на окислительную обстановку в период регрессии, в то время как уменьшение – на восстановительные или бескислородные условия, сформировавшиеся в период трансгрессии (рис. 3).

В породах натальинской свиты фиксируется слабовыраженная отрицательная Се-аномалия, указывающая на восстановительные обстановки и подъем уровня моря. Таким образом, аноксидная обстановка, сменялась дисоксидной и оксидной, что являлось благоприятным для аутигенной минерализации и насыщенности терригенных отложений рудными компонентами.

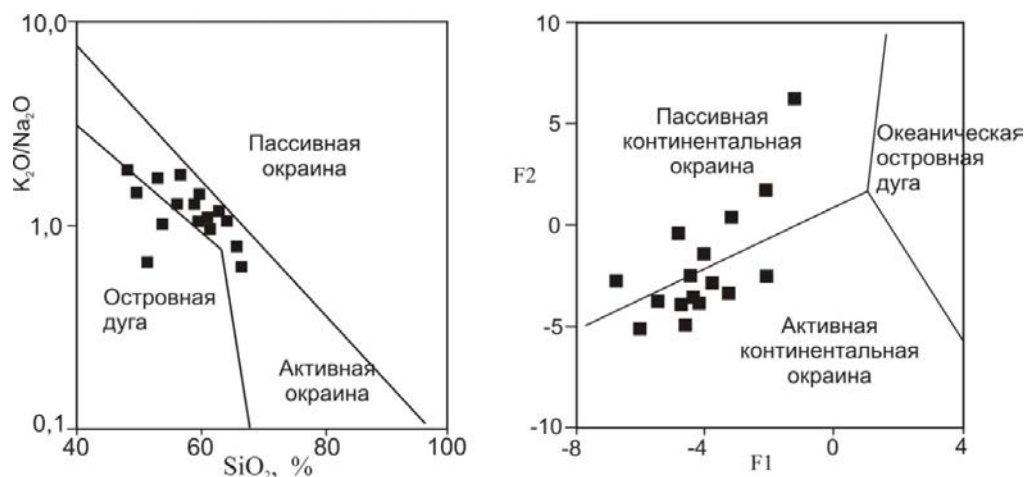


Рис. 2. Положение фигуративных точек пород позднего карбона на диаграммах SiO_2 - K_2O/Na_2O [6] и F_1 - F_2 [3].

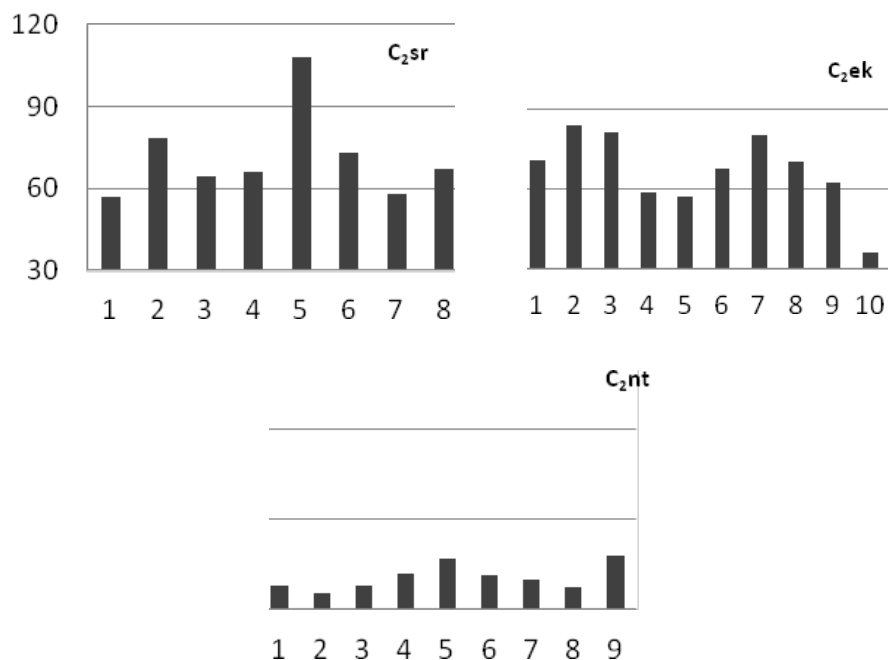


Рис.3. Концентрации Се в отложениях суркетенской (C_{2sr}), эчанской (C_{2ek}) и натальинской (C_{2nt}) свит позднего карбона.

Для анализируемых пород характерно отсутствие ярко выраженной европеевой аномалии. На диаграмме $Eu/Eu^* - Gd_N/Yb_N$ [6] фигуративные точки составов пород сгруппировались в области постархейских кратонных осадков, а достаточ-

но высокие значения содержаний Yb_N (5,88-12,35) и низкие содержания $(La/Yb)_N$ (9,86-12,68) позволяют определить породы в источниках сноса как постархейские гранитоиды (рис.4).

Определенное влияние на состав осадочного материала внес процесс переотложения. Для многократно переотложенных тонкозернистых терригенных отложений выделен ряд особенностей. Отношение K_2O/Al_2O_3 не должно превышать 0,3, а Th, Y, Zr характеризуются повышенными концентрациями. Величина европиевой аномалии (Eu/Eu^*) должна быть практически неизменной, т.к. при процессах рециклинга не происходит фракционирования европия относительно других редких земель [5]. Для отложений позднего карбона медианное значение K_2O/Al_2O_3 составляет $0,21 \pm 0,03$, отмечается достаточно высокое соотношение Zr/Sc , что типично для тонкой алюмосиликластики, сформированной за счет размыва зрелой континентальной коры, а Eu/Eu^* изменяется в пределах 0,45-0,70. Таким образом, вышеприведенные данные указывают на то, что терригенные образования позднего карбона сформированы за счет петрогенной кластики принесенной с областей сноса с магматическим материалом кислого состава со значительным участием рециклированного материала.

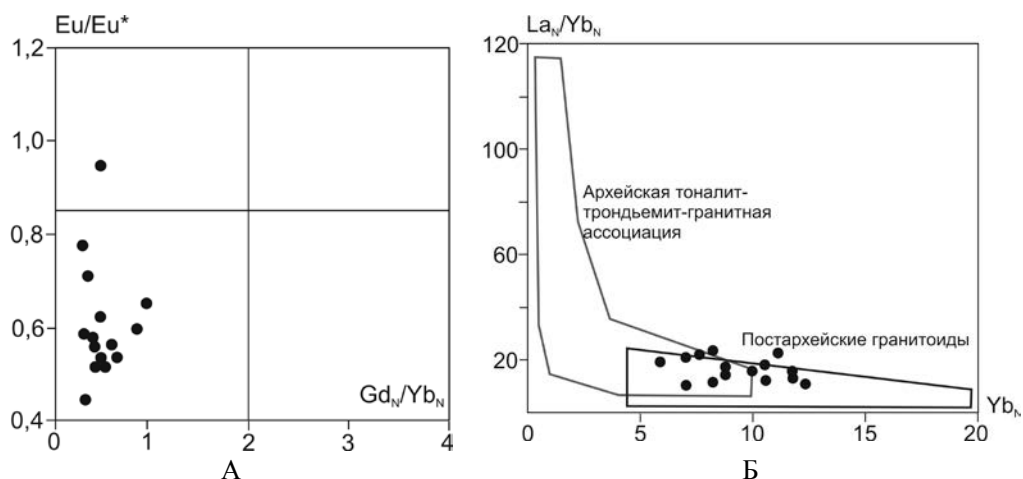


Рис. 4. Диаграммы Eu/Eu^* - Gd_N/Yb_N (А) и $(La/Yb)_N$ - Yb_N (Б) дискриминации палеоводосборов по возрасту пород в источниках сноса [4] и положение фигуративных точек составов алевропесчаников позднего карбона.

Можно предположить, что поступающий из областей сноса терригенный материал был изначально обогащен рудными компонентами. Смена геодинамического режима в позднем мезозое явилась причиной масштабного проявления метабенетических изменений осадочных толщ с массовым развитием регенерацион-

но-грануляционного бластеза и межзернового кливажа и образованием сдвигово-катакластических, катакластическо-сегрегационных и сегрегационно-струйчатых структуры течения [1]. Области распространения этих структур контролируются региональными разломами и маркируют зону мобилизации рудных компонентов (в частности золота), их дальнейшей миграции и осаждения на новых геохимических барьерах.

Таким образом, в позднем карбоне в бассейн осадконакопления (БО) поступал большой объем терригенного материала, из нескольких источников, который интенсивно погружался и накапливался в виде мощных толщ многокомпонентной органогенно-минеральной системы. Вмещающие терригенные породы уже на начальной стадии являлись поставщиками рудных компонентов (золото, мышьяк, железо, свинец т.д.) во флюидный поток, сформировавший гидротермально-метаморфогенное и стратиформное золото-кварцевое оруденение.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465) и при финансовой поддержке гранта РФФИ(проект №15-45-05094 р_восток_a)

Литература

1. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Микродеформационные структуры аккреционно-коллизийных золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии)// Вестник Якутского госуниверситета. – 2007. – Т. 4. – №1. – С.50-53
2. Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном породообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. №5. С. 451-473
3. Юдович Я. Э., Пучков В. Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия. 1980. No 3. С. 430-449.
4. Bchatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. 1986. V. 92. P. 181-193.
5. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States// Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V.59. P. 2919-2940
6. Martin, J. Treasure of the Land of Darkness: The Fur Trade and its Significance for Medieval Russia. Cambridge: Cambridge Univ. Press.1986.
7. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journ. Geology. 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.

ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА В ЗОНЕ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА: АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ

Поморцев О.А.¹, Кашкаров Е.П.², Поморцева А.А.³

¹ СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

² *International Rhythm Research Institute, Trout Lake, WA USA*

³ *Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург, Россия*

Несмотря на бесспорную тенденцию потепления климата на земном шаре, временные закономерности развития потепления и реакции на него природной среды менее очевидны. На большей части России и других стран Северного полушария, расположенных на фундаменте вечной мерзлоты, потепление может стать угрозой номер один для их дальнейшего благополучия. В настоящее время не существует не только ни одного надёжно обоснованного прогноза о поведении многосотметровой толщи мерзлоты при развивающемся потеплении, но и надёжного обоснования тренда потепления. Из десятков исследователей, прогнозировавших изменение климата в XX столетии, современное потепление предсказали только двое – А.В.Шнитников [3] и Е.В.Максимов [2]. Они опирались на долгопериодические ритмы в 1850 и 40700 лет. Другие исследователи предсказывали похолодание и не учитывали фонового влияния долгопериодических ритмов, имеющих в прогнозе ключевое значение.

Вторая половина XIX и первые $\frac{3}{4}$ XX вв. представляли переходный период от Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) к современному потеплению. Всё это время температура имела возвратно-поступательный ход, то переходя через нуль в тёплую область, то возвращаясь в холодную. Устойчивый переход в тёплую область произошёл только во второй волне потепления – в 1970-х г. Первая волна относится к 1930-м г. и известна как "потепление Арктики". Возвратно-поступательный ход температуры 1830-2005 гг. хорошо документирован инструментальными наблюдениями. В них отчётлива реализация двух вековых ритмов. В первом ритме, закончившемся в начале XX в., среднегодовая температура в Якутии колебалась в пределах $3,3^{\circ}\text{C}$, в конце периода минимальные значения поднялись на $0,85^{\circ}$, но в целом остались в холодной области. Во втором общая амплитуда возросла до $3,6^{\circ}$, температура периодически переходила через нуль в тёплую и холодную области, но к началу 1970-х г. её минимальные значения оказались даже ниже прежнего уровня. И только при потеплении со второй половины 1970-х амплитуда стала самой широкой: $4,1^{\circ}\text{C}$. На рубеже XXI в. температура устойчиво перешла в тёплую область, её нижний предел на 2° превысил рекорд "потепления Арктики", и на $2,5^{\circ}$ – потепление, следовавшее за МЛЭ. Для всей Земли рост среднегодовой температуры составил $1,1^{\circ}\text{C}$. Переход через "нуль" (среднегодовую температуру

Земли в голоцене и XX в., равную 15.1°C) осуществился в 1930-х г. и колебался около "нуля" на уровне плюс-минус $0,5^{\circ}\text{C}$ вплоть до 1970-х г.

Несмотря на единый "сценарий" глобального потепления под действием векового и тёплых фаз двух долгопериодических ритмов (1850 и 40700 лет), его динамика на региональном уровне имеет свои особенности. Главные из них – темпы прироста температуры. Это хорошо выражено в центре Сибирского антициклона в Якутии, на его периферии – в Тянь-Шане и др. областях. В Якутии ярко проявилась инверсия зонального повышения зимних температур, имеющих вдвое более высокие показатели, чем в Монголии и Прибайкалье. Начиная с 1970-х г., зимы в Якутии потеплели на 7°C , в Монголии на 3, в Прибайкалье на 4°C [1].

К главной особенности динамики климата Якутии в XX в. можно отнести значительное похолодание 1950-х – начала 1970-х гг. Оно проявилось после "потепления Арктики" – на фоне перехода глобальной циркуляции атмосферы от зональной формы к меридианной. Масштабы этого похолодания превосходили даже снижение температуры конца XIX в. Однако в дальнейшем похолодание компенсировалось ростом потепления. С 1970-х г. и по настоящее время в равнинных условиях Центральной Якутии, расположенной в центре Сибирского антициклона, наблюдается наиболее высокий темп роста температуры. Линейный тренд составляет $0,0685^{\circ}\text{C}$ в год, что вдвое выше, чем на южной периферии в Тянь-Шане ($0,0279$) за тот же период. Такой же двойной "перехлест" температур характеризует северную периферию антициклона, охватывающую южную часть моря Лаптевых (данные ГМС Тикси). Он свидетельствует о потеплении Арктики, аналогичном 1930-м г. и подтверждается почти повсеместным сокращением площади арктических льдов.

Самый важный факт в механизме развития современного потепления заключается в том, что рост температуры опережал рост увлажнённости на $1/4$ волны векового ритма. Это привело к последовательному чередованию холодно-сухих, тепло-сухих, холодно-влажных и тепло-влажных климатических интервалов. Такая закономерность имеет в климатическом режиме Земли всеобщий характер и названа правилом Иверсена - Гричук.

При в 2,5-кратном перевесе в Северном полушарии площади океана над площадью суши, и явном доминировании там криолитозоны, вода и лёд перехватывают большую часть солнечного тепла и тормозят резкий ход потепления. При увеличении площади суши разрыв между пиками температуры и увлажнённости по правилу Иверсена-Гричук должен сокращаться. По-видимому, такая картина была характерна для начала плейстоцена, когда перевес площади суши над площадью океана в Северном полушарии создал невероятных масштабов континентальность и обеспечил господство степи и африканского облика млекопитающих вплоть до берегов Северного Ледовитого океана.

Корректировку правила Иверсена-Гричук условиями увлажнённости можно видеть в настоящее время на примере таяния ледников хр. Сунтар-Хаята и Чер-

ского. В хр. Черского, расположенном в более континентальной части Северо-Востока Азии, потери площади ледников вдвое выше, чем в Сунтар-Хаята. Юго-восточная оконечность хр. Сунтар-Хаята выходит к Тихому океану, увлажнённость которого и защищает этот хребет от глобального потепления намного эффективней, чем континентальный климат хр. Черского.

Другой пример даёт МЛЭ. Она разделена с современностью всего лишь столетием, но резко отличается от неё по условиям увлажнённости. При максимальной площади ледовых полей Арктики и горного оледенения в пик МЛЭ в 1840-60 гг., увлажнённость Земли была минимальной. Это особенно наглядно выражено в “провале” хода осадков в пик МЛЭ на Алтае и в Якутии. Главная причина такого явления - увеличение площади морских льдов и горных ледников. Льды создавали эффект прироста площади суши, и, соответственно, резкого усиления континентальности климата. В итоге, увлажнённость не могла сдерживать рост июльских температур в пик МЛЭ в 1840-60 гг. так же успешно, как при потеплении 1970-х - 2000-х, когда ледовитость морей и оледенение горных регионов приблизилось к минимуму, а увлажнённость – к максимуму. Тормозящее влияние этих факторов, сформулированное в правиле Иверсена-Гричук, эффективно гасит сегодня катастрофически опасный “взрыв” потепления климата Земли. Поправки на ледовитость Мирового океана необходимо вводить при палеоклиматических реконструкциях и интерпретации хода температуры и увлажнённости в ритмических моделях.

Скачкообразные изменения хода природных процессов происходят быстро, но они требуют длительной подготовки на преодоление инерции. Так случилось при потеплении 1930-х и 1970-х гг., и потере большей части площади арктических льдов к 2007 и 2010 гг. Преодоление инерции МЛЭ развивалось на протяжении одного векового ритма.

Исходя из установленных закономерностей можно констатировать, что впереди нас ждёт затяжной “водный” период с господством тайфунов, наводнений и мягких зим. Согласно хода ключевых долгопериодических ритмов Шнитникова (1850 лет) и Миланковича (40700 лет), он растянется на 800 лет и будет чередоваться вековыми и внутривековыми волнами потеплений-похолоданий на границах и внутри столетий.

Литература

1. Гаврилова М.К. Изменение современного климата области “вечной мерзлоты” в Азии // Обзор состояния и тенденций изменения климата Якутии. Якутск, Изд. СО РАН, 2003. - С. 13-18.
2. Максимов Е.В. Ритмичность природных явлений и ее смысл // Известия ВГО, N5, т.109. 1977 - С. 418-427.
3. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажнённости материков Северного полушария. – Зап. ГО СССР, новая серия, М.-Л., т. 16, 1957. - 337 с.

КОЭФФИЦИЕНТ ИЗВЛЕЧЕНИЯ НЕФТИ: РАСЧЕТ И РЕАЛЬНОСТЬ

Попов В.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, Якутск

Фактический материал по длительно работающим месторождениям послужил основой для выбора и корректировки формул, позволяющих рассчитать коэффициент извлечения нефти (КИН) с наибольшей степенью достоверности.

В Пермской области ведется разработка большого количества нефтяных месторождений. В их состав входят месторождения с разной продолжительностью эксплуатации. По длительно работающим месторождениям накоплен большой объем информации, который позволяет провести статистические исследования и использовать полученные результаты при проектировании и разработке новых месторождений.

Коэффициент извлечения нефти является комплексным показателем, на который влияет очень большое число факторов – как природных, обусловленных геолого-физическими особенностями эксплуатационных объектов, так и технологических, определенных условиями разработки. Определение КИН с наибольшей достоверности – непростая задача. Для ее решения используются разнообразные методики, включая гидродинамическое трехмерное моделирование и проверенные многолетним использованием расчетные формулы. Правильность всех методик определения КИН проверяется фактически достигнутыми значениями этого показателя по итогам разработки.

В данной работе проведен сравнительный анализ между фактически достигнутым КИН по объектам, находящимся на завершающей стадии разработки, и КИН, полученным на основании расчетных для этих же объектов.

В анализе участвовало 57 объектов 32 месторождений Пермской области, завершающая стадия разработки которых подтверждается выработанностью более 70 % извлекаемых запасов (в среднем 85 % и обводненностью продукции более 50 % [1]. На ряде объектов текущая обводненность составляет 1,6...47,0 %, хотя в процессе разработки она доходила до 50 % и более. Причиной уменьшения доли воды в добываемой продукции явилось отключение обводненных скважин на завершающей стадии разработки. Основная часть объектов имеет высокую степень геологической изученности и достоверности запасов.

Для проведения анализа использованы следующие коэффициенты извлечения нефти:

КИН 1, принятый в балансе по состоянию на 01.01.2004 г. и утвержденный в ГКЗ РФ, ЦКЗ РФ или ЦКР РФ [2];

КИН 2 (текущий), рассчитанный как отношение накопленной добычи к начальным геологическим запасам по состоянию на 01.01.2004 г.

КИН 3, рассчитанный по программе «КИНГ», созданной по статистическим зависимостям для Урало-Поволжского нефтегазоносного района [3, 4], на водонапорном режиме разработки для карбонатных коллекторов башкирского пласта:

на водонапорном режиме разработки для карбонатных коллекторов турнейского пласта:

на водонапорном режиме разработки для терригенных коллекторов месторождений Пермского региона:

$$\text{КИН} = 0,411 - 0,056 \cdot \lg(\mu) + 0,044 \lg(K) + 0,069 \cdot \lg(h) + 0,094 K_{\Pi} + 0,012 \cdot \lg(Q);$$

КИН 4 (APIWaterDriveRecoveryFactor) рассчитывается по методике API (American Petroleum Institute) для условий водонапорного режима разработки [5]:

$$\text{КИН} = 0,54898(m \cdot S_0 \cdot \beta)^{0,0422} \cdot \left(\frac{0,4k}{\mu}\right) \cdot (1 - S_0)^{-0,1902} \cdot \left(\frac{P_i}{0,8P_i - 100}\right)^{-0,2159};$$

КИН 5 – рассчитывается по методике API при эксплуатации залежей на режиме истощения [4]:

$$\left(\frac{m(1 - S_w)}{B_{об}}\right)^{0,1611} \left(\frac{k}{\mu}\right)^{0,0979} \cdot S_w^{0,3722} \cdot \left(\frac{P_b}{P_m}\right)^{0,1147}$$

где m – пористость, доли единицы; S_0 – нефтенасыщенность, доли единицы; μ – вязкость пластовой нефти, мПа*с; k – проницаемость, мкм²*10⁻³; K – проницаемость, мкм²; S_w – насыщенность пласта связанной водой, доли единицы; h – средняя эффективная нефтенасыщенная толщина, м; P_i – начальное пластовое давление, Пси (1 Пси = 0,06805 ат); P_b – давление насыщения, ат; P_m – средневзвешенное давление забрасывания разработки, ат; Q – размер водонефтяной зоны, доли единицы; β – пересчетный коэффициент, доли единицы; $B_{об}$ – объемный коэффициент, доли единицы; K_{Π} – коэффициент песчаности, доли единицы; K_p – коэффициент расчлененности, доли единицы; S – плотность сетки скважин, (га/скв);

КИН 6 (технологический) рассчитан путем экстраполяции текущей добычи до достижения минимального рентабельного дебита добывающей скважины [2, 6].

При статистическом анализе коэффициентов извлечения нефти, рассчитанных по формуле КИН 5, рассмотрена группа 9, в которую вошло всего 7 объектов с естественным режимом разработки. В данном случае получены достаточно высокие значения коэффициента корреляции КИН 5 и КИН 6 ($r=0,84$), КИН 5 и КИН 1 ($r=0,56$), КИН 5 и КИН 2 ($r=0,80$). При малом объеме опорной выборки можно получить ложную корреляцию [8], поэтому нельзя сделать однозначный вывод о возможности применения формулы для залежей, работающих на естественном режиме.

Формула расчета $\text{КИН}_{\text{АП}}$ применялась на 161 объекте с водонапорным режимом разработки при геолого-экономической оценке запасов нефти по состоянию на 01.01.2005 г. Расчеты проводили по 75 объектам с терригенным и по 86 объек-

там с карбонатным типом коллектора. Результаты по среднеарифметическим значениям и по отношению суммарных извлекаемых и геологических запасов приведены в табл.1. Для сравнения дана величина КИН 1, принятого в балансе.

Это сопоставление показывает высокую сходимость результатов, поэтому авторы предлагают использовать формулу $KIN_{АП}$ при расчете коэффициента извлечения нефти для объектов с терригенным и карбонатным типами коллектора, работающего на водонапорном режиме в Пермском регионе.

Таблица 1

Тип коллектора	КИН 1(балансовый)		КИНАП	
	среднеарифметический	По запасам	среднеарифметический	По запасам
Терригенный	0,410	0,473	0,460	0,499
Карбонатный	0,274	0,301	0,303	0,310

Литература

1. Гавура В.Е. Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.:ВНИИОЭНГ, 1995. – С.336-361.
2. Отчет по теме «Геолого-экономическая оценка нефти и газа классификации SPE по месторождениям ООО «ЛУКОЙЛ-Пермнефть» по состоянию на 01.01.04 г.» - Пермь: ПермНИПИнефть, 2004. – С.44-61.
3. Программа расчета коэффициента извлечения нефти. – Пермь. КИВЦ ОПН, 1988. – С.4-5.
4. РД 39-0147035-214-86. Методическое руководство по расчету коэффициентов извлечения нефти из недр. – М., 1986. – С.195-202.
5. Отчет по теме «Адаптирование формул расчета коэффициентов извлечения нефти (КИН), применяемых компанией «Millerandlents, Ltd», к условиям Пермского региона». – Пермь:ПермНИПИнефть, 2003.-С.16.
6. Сазонов Б.Ф. Некоторые проблемы прогнозирования коэффициентов извлечения нефти//Интервал. – 2003 .- №2 (49). – С.59-61.
7. Дементьев Л.Ф., Жданов М.А., Кирсанов А.Н. Применение математической статистики в нефтегазопромысловой геологии. – М.:Недра, 1977. – С. 131-136.
8. Айвазян С.А., Бешаева З.И., Староваров О.В. Классификация многомерных наблюдений. –М.:Статистика, 1974. – 237 с.

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПРОХОДКИ ШУРФОВ РАЗЛИЧНЫМИ СПОСОБАМИ

Попов Г.И.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Одним из основных способов проведения поисковой и детальной разведки алмазонасных россыпей Заполярья является проходка шурфов, которая осуществ-

вляется в большинстве случаев буровзрывными работами, реже на «пожог» и «проморозку». А в последнее время применяется технология проходки шурфов в мерзлых грунтах механическими отбойными молотками.

В практике проведения горноразведочных работ широкое распространение получил способ проходки с помощью буровзрывных работ с механическим бурением шпуров и подъемом породы с ручным воротком.

Горно-геологические и горнотехнические условия определяют технологию и технику проведения горно-разведочных выработок при разведке россыпных месторождений криолитозоны. Выбор способа проходки также зависит от мерзлотно-гидрогеологических условий.

По просьбе руководства ОАО «Нижне-Ленское» на участке В.Молодо нами были проведены натурные исследования по оценке эффективности и безопасности применения механических отбойных молотков ряда зарубежных фирм в сравнении с существующими способами проходки шурфов (фирмы «Hilti», «Kango» и «Bosch»).

Таблица 1.

Основные технико-экономические показатели проходки шурфов
при различных способах в период проведения натурных исследований

п/п	Показатели	Фактическое значение при различных способах			Относительное значение при различных способах		
		БВР	Пож. 2004- 2005 г.г.	Мол. 2005- 2006 г.г.	БВР	Пож.	Мол.
1	Выполненный объем проходки за сезон в п.м.	=	124,68	486,8	=	1,0	3,9
2	Производительность 1 проходчика в п.м. за смену	=	0,42	<u>0,37</u> 0,8*	=	<u>1,1</u> 1,0	<u>1,0</u> 1,9
3	Производительность 1 проходчика в п.м. за месяц	=	12,4	11,2	=	1,1	1,0
4	Средняя прямая зарплата Проходчика за месяц	=	8528	6810	=	1,25	1,0
5	Сметная стоимость проходки 1 п.м. шурфов	=	6598	6235	=	1,06	1,0
6	Скорость проходки в п.м./чел. за день	1,3	0,42	0,8*	3,1	1,0	1,9

*Примечание: БВР – буровзрывные работы; Пож. – проходка шурфов на «пожог»; Мол. – проходка шурфов механическими отбойными молотками; * - данные натурных исследований.*

Технико-экономические показатели в общем характеризуют уровень производства и позволяют оценить организацию производства, уровень производительности труда и технического оснащения, экономическую эффективность финансовых, трудовых и материальных затрат при проходке разведочного шурфа.

Производственные показатели горноразведочного участка представлены специалистами ОАО «Нижне-Ленское» и обобщены в сводной таблице 1. Также в таблице включены результаты натурных наблюдений процесса испытания отбойных молотков для сравнения основных технико-экономических показателей проходки шурфов при различных способах.

Анализ показывает, что выполненный объем проходки с помощью отбойных молотков за сезон 3,9 раза выше, чем объем проходки «на пожар» за аналогичный период.

Из приведенных данных видно, что среднемесячная производительность проходчиков «на пожаре» и «отбойными молотками» составляет 12,4 и 11,2 п.м. соответственно.

Средняя месячная прямая заработная плата проходчика «на пожар» равняется 8528 рублям, а при проходке шурфов с помощью отбойных молотков этот показатель – 6810 рублей. То есть разница в зарплате составляет 1718 рублей или 1,25 раз.

Сметная стоимость проходки 1 п.м. шурфов, как экономический показатель, отражает, совокупное влияние геологических, производственно-технических и организационных факторов. Данные таблицы 1 свидетельствуют о том, что сметная стоимость проходки одного погонного метра шурфов «на пожар» в процентном отношении на 6% выше, чем этот же показатель при проведении шурфопроходческих работ с помощью отбойных молотков.

Хронометражные наблюдения проводились в ноябре 2005 года, когда производительность проходчиков была наиболее высокой. За период натурных наблюдений было установлено, что средняя скорость проходки достигала 0,8* п.м./чел. в день, что превышает соответствующий показатель проходки «на пожар» почти в 2 раза. Также следует отметить, что внедрение новой техники и технологии горноразведочных работ требует времени для достижения отлаженной работы всей технологической цепочки проходки шурфов и приобретения навыков, опыта, квалификации, согласованных действий всех членов бригады проходчиков.

Важнейшей социально значимой задачей на горноразведочных работах является механизация тяжелых и трудоемких работ, создание безопасных и комфортных условий труда. Выбор способа ударно-механического разрушения мерзлых горных пород при геологоразведочных работах открывает широкие возможности применения высокопроизводительного горнопроходческого оборудования любого типа и мощности. При этом породоразрушающая техника по потребляемой энергии может быть самой различной: пневматическая, электрическая, привод с двигателем внутреннего сгорания.

С точки зрения комфортности преимущество способа проходки шурфов с помощью отбойных молотков перед «пожаром» не вызывает сомнений. Как уже выше замечено, сам по себе проходка «на пожар» носит пассивный характер труда и является трудоемким технологическим процессом. Но самое главное – усло-

вия труда шурфопроходчиков не безопасны и не отвечают гигиеническим требованиям в связи с происходящими в шурфе термодинамическими процессами (высокая температура в забое, значительный градиент температур в выработке и на поверхности, оттайка и промерзание пород), а также запыленность и задымленность шурфовочного воздуха.

Для проходки шурфов «на пожар» необходимо заготовить большой объем дров. Вырубается лес на территории, прилегающей к горноразведочному участку, при транспортировке трактором леса до разведочной линии нарушается почвенный слой, чем наносится определенный ущерб природным ресурсам.

Условия определяют выбор технологии и техники разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Исходя из конкретных, в первую очередь, горно-геологических условий целесообразно определить способы, технологию и технику проведения горно-разведочных выработок. С этой точки зрения приемлемы все выше рассмотренные способы проходки шурфов, но объемы за сезон будут разные. В частности, в определенных условиях на предварительном этапе разведки может применяться способ на «пожар», а в монолитных породах незаменима буровзрывная проходка.

Перспективным и экономически выгодным способом проведения горно-разведочных выработок можно считать применение технологии проходки шурфов в мерзлых грунтах механическими отбойными молотками, что подтверждается проведенным анализом основных технико-экономических показателей шурфопроходческих работ при различных способах в период проведения натурных исследований в ОАО «Нижне-Ленское».

Литература:

1. Скрыбин Р.М., Попов Г.И., Шерстов В.А. и др. Обоснование применения нового типа горнопроходческого оборудования на объектах ОАО «Нижне-Ленское». Отчет по хозяйственному 493/05-02-2005. Якутск, ГГИ ЯГУ, 2006. – 76 с.

ПОРОДЫ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ИНИКАНСКОЙ СВИТЫ

Попова М.В., Соболев П.Н.

Новосибирск. ФГУП «СНИИГГиМС»

На Сибирской платформе, в ее юго-восточной части сформировались древние, обогащенные органическим веществом (ОВ) отложения нижне-среднекембрийского возраста. Существовавший в это время обширный солеродный бассейн, распространявшийся с запада и юго-запада до полосы барьерных рифов между Анабарским и Алданским сводовыми поднятиями, предопределил

развитие благоприятных условий аккумуляции доманикоидных отложений, обладающих высоким нефтегенерационным потенциалом [1]. К северо-востоку и к югу от барьерных рифов, в Оленекско (Анабаро-Ленское междуречье) -Алдано-Майском бассейне сформировалась уникальная по содержанию сапропелевого ОВ (до 30%) глинисто-карбонатная битуминозная формация, известная в литературе как «куонамская» [2]. Породы формации по своим битуминологическим показателям не уступают черносланцевым толщам, являющимися объектами промышленной нефте- и газодобычи в Северной Америке. Они всегда привлекали внимание различных исследователей своим специфическим обликом и вещественно-петрографическим составом минерального и органического вещества.

В геологических условиях Алдано-Майского бассейна наиболее привлекательными с этой точки зрения являются породы иниканской свиты ленского надъяруса нижнего и низов среднего кембрия, изученные в разрезах скважины Усть - Майская 366 и коренных обнажениях по р. Мая и р. Юдома. Породы свиты обогащены ОВ и в зависимости от содержания Сорг делятся на сапропелевые – сильно ($\geq 5\%$) и умеренно (1-5%) обогащенные ОВ и слабо (0.1-1%) обогащенные ОВ - битуминозные и слабо битуминозные ($\leq 0.1\%$). По вещественному составу - на карбонатные и смешанного состава (глинисто-карбонатного, карбонатно-глинистого) – мергели, их глинистые и кремнистые разности, аргиллиты и силициты.

Карбонатные породы представлены известняками, их доломитовыми разностями, относятся к битуминозным и слабо битуминозным породам. ОВ в них в смеси с глинистой составляющей – «глинистый коллоальгинит» выполняет поры и межзерновые пространства, заполняет вытянутые по слоистости тончайшие прожилки, микростилолитовые швы, трещины, окрашивает органические остатки. В глинистых разностях коллоальгинит (КАI) образует свободные от минеральной составляющей линзы желтовато-коричневого цвета с комковатой структурой (рис.1). Из микрокомпонентов присутствует хитинит (ХТ), в виде тонких выделений черного цвета. Глинисто-органическое вещество пропитывает также конкреции, имеющие сфероагрегатное строение и кремнисто (халцедон) – карбонатный (кальцит) состав, концентрируясь преимущественно по краям и в центре (рис.2).

В мергелях, в зависимости от содержания породообразующего карбонатного минерала, выделяются доломитовые, известково-доломитовые, доломито-известковые, известковые разности; а по содержанию Сорг породы делятся на сильно и умеренно обогащенные ОВ.

Органо-минеральная основа представляет собой смесь КАI с глинистым веществом (от желто-коричневого до темно-коричневого цвета). КАI образует также свободные от минеральной составляющей прослои, линзы желто-оранжевого цвета с комковатой структурой (рис.3). В глинисто-КАI основу включены микрокомпоненты: псевдовитринит (PVt) - линзообразные, полосовидно-волнистые образо-

вания красно-коричневого цвета, напоминающие обрывки водорослей), талломоальгинит (ТАI - шарообразный, реже эллипсоидный, пористый желтого цвета) (рис.4), хитинит и минералы (халцедон, кварц, пирит - Руг).



Рис. 1. Известняк глинистый с коллоальгинитом и хитинитом. Река Юдома

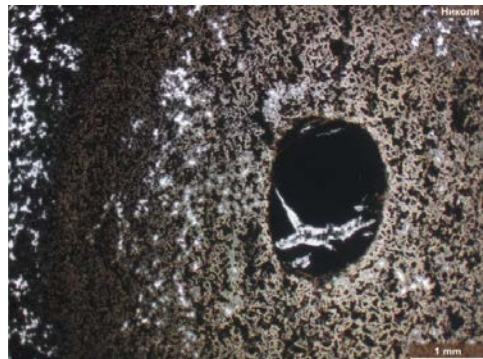


Рис. 2. Конкреция в глинистом известняке, пропитанная ОВ. Река Юдома

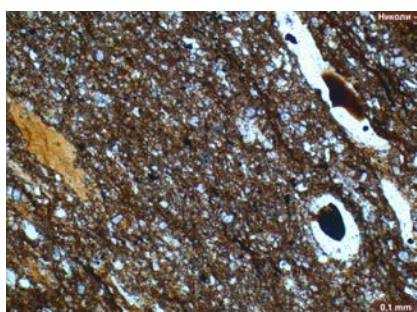


Рис. 3. Мергель доломитовый. Линзы КАI и сферолиты халцедона с коричневым ОВ в центральных частях. Скви. Усть-Майская 366

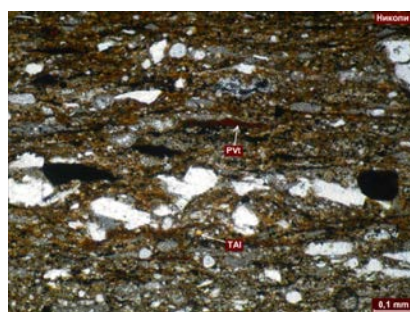


Рис.4. Мергель алевроитовый. Микрокомпоненты в виде линз PVt и округлых выделений TAl в глинисто-КАI основе. Скви. Усть-Майская 366

Аргиллиты относятся к умеренно обогащенным ОВ породам. Сложены теми же минеральными компонентами, что и глинистые мергели. Карбонатная часть имеет смешанный доломито-кальцитовый состав. Глинисто-органическая составляющая представляет собой тонкодисперсную смесь глинистого вещества и КАI с включениями ХТ (рис.5), ТАI, тел неясной природы. Из минералов присутствуют Руг, кварц.

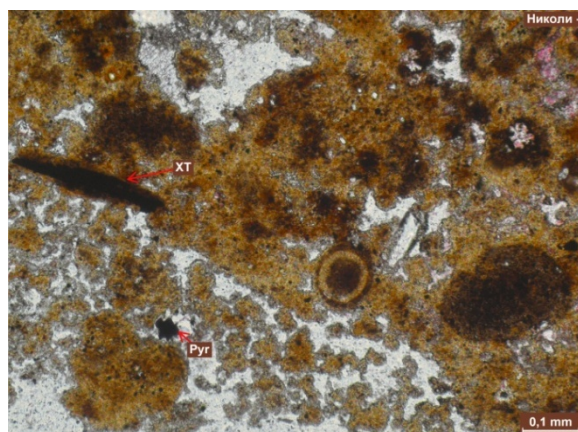


Рис. 5. Аргиллит известковистый. Глинистый KAl содержит микрокомпоненты: Tal, ХТ, тела неясной природы, пирит. Река Юдома

Силициты встречаются в виде тонких линзовидных прослоев среди известняков и мергелей и относятся к кварц-халцедоновым и халцедоновым разностям умеренно обогащенным ОВ. Отчетливо проявляется микрослоистое сложение (рис.6), за счет чередования прослоев с различной степенью обогащенности ОВ. ОВ представлено глинистым KAl с микрокомпонентами PVt и ХТ. Сфероагрегаты халцедона окрашиваются ОВ в темно-коричневый цвет.

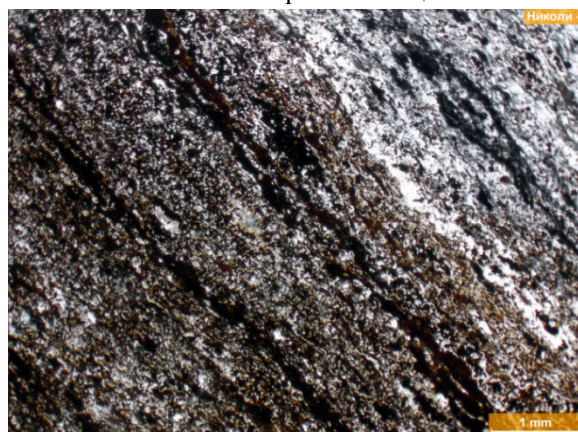


Рис. 6. Силицит халцедоновый со слоистой текстурой, обусловленной чередованием слоев в различной степени обогащенных ОВ. Река Юдома

Породы трещиноваты. Секущие и субгоризонтальные микротрещины различны по длине и ширине, выполнены ОВ. Это является важным фактором при перераспределении битуминозного вещества внутри толщи пород. Основная масса ОВ представлена коллоальгинитовой составляющей – бесструктурным ОВ, образовавшимся из водорослей и характеризующимся высоким генерационным потен-

циалом. Эти данные хорошо подтверждаются повышенными результатами пиролитических исследований. В разрезе скважины УМ 366 значения водородного индекса составляют 344-643 мг УВ/г Сорг, что свидетельствует о хорошем качестве РОВ. Отмечается хорошая корреляция между значениями содержаний Сорг и количества углеводородных продуктов пиролиза керогена. Показатель T_{max} обычно не превышает 440°C. Таким образом РОВ пород преобразовано до градации МК₁, возможно, до МК₁ – МК₂. Вероятно, в изученных породах процессы генерации УВ интенсивного развития еще не получили.

Литература.

1. Конторович А.Э. Главные зоны нефтегазоаккумуляции в Лено-Тунгусской провинции [Текст] /А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А Трофимук. - Новосибирск: Наука, 1982.- С. 22-42
2. Кембрий Сибирской платформы [Текст] /В.Е. Савицкий, В.М. Евтушенко, Л.И. Егорова [и др.] - М.: Недра, 1972. – 198 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СУННАГИНСКОГО БЛОКА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Попов Н.В.¹, Берёзкин В.И.², Тимофеев В.Ф.²

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
PopovNV@ipgg.sbras.ru*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
vfedortimo@gmail.com*

Северо-восточная часть Алдано-Станового щита – Суннагинский блок покрыта, в основном, государственными геологическими съемками среднего масштаба. Тем не менее, имеющиеся данные, в совокупности с тематическими исследованиями геологических организаций и маршрутными пересечениями по главным рекам Алдан, Учур, Гыным, Унга-Киерги, Или, Мёгускан дают неплохое представление о геологическом строении региона.

По аналогии с Нимнырским блоком [6], геологическое строение Суннагинского находит многие сходные черты. Как и там выделяется двучленное строение гранулитовых толщ. Комплекс основания (ортогнейсовый), сложенный гранито-гнейсами и покровный (парагнейсовый) комплекс – условно стратифицируемые толщи гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов ассоциирующиеся со специфическими характерными толщами высокоглинозёмистых и карбонатсодержащих гнейсов.

Здесь приведена формационная (на основе петрографической) карта (рисунок), синтезированная путём генерализации карты среднего масштаба [5,7]. Последняя составлена по данным архивных материалов геологических съёмок, т.е. на основе «выносок» на карты фактического материала по определённой методике непосредственно из полевых дневников съёмщиков, с контрольными определениями по шлифам, где это было возможно. По сути, строилась новая петрографическая карта, границы выделенных геологических тел которой, иногда отрисовывались «вкрест» простирая «стратиграфических» границ свит на изданных картах или картах фондовых материалов. Представляется возможным, по мнению многих геологов, что рассуждать о возрастной последовательности глубокометаморфизованных толщ можно лишь на уровне крупных подразделений: комплексов, серий, или террейнов [6].

Одним из наиболее продуктивных способов выявления особенностей реального геологического строения таких регионов может быть использование формационных методов исследования. Эти исследования подразумевают комплексное использование подходов метаморфической петрологии (вещественный состав, особенности метаморфизма и структурное соотношение толщ).

Генерализованная геологическая схема региона, составленная на формационной основе, представлена на рисунке. Здесь отображены комплекс основания и покровный комплекс, смоделированные на геолого-геофизическом разрезе. Представленный разрез составлен А.Н. Зедгенизовым и М.В. Болдыревым (1987) [2] с учётом гравитационного поля и плотностных особенностей толщ, обнажающихся на поверхности. В одном из последних обобщений [8] приведена крайне схематизированная карта Учурского террейна, в который входит обсуждаемый регион, поэтому мы предлагаем вернуться к нашим старым публикациям.

По геохимическим особенностям для комплекса основания характерно бимодальное распределение слагающих пород – лейкократовых калиевых гранитоидов [4] и прослоев, линз среди них толеитовых метабазитов. Необходимо отметить, что ранее И.М. Фрумкиным [1] здесь выделялась суннагинская свита, сложенная монотонными и однородными кристаллическими сланцами и гнейсами, послужившая устойчивому представлению о базитовом основании блока. Покровный комплекс наоборот представлен непрерывной серией пород и известково-щелочной серией метабазитов. Это видно на тройной диаграмме Na-K-Ca, подобная картина наблюдается на тройной диаграмме A-F-M и на двойных диаграммах Харкера – соотношения SiO_2 и другие компоненты [5]. Подобные геохимические критерии обоснованы для Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (Нимнырский блок).

Кроме того, в покровном комплексе широко представлены типичные метаосадочные образования: метапелиты с характерными высокоглинозёмистыми породами, кварциты, карбонатные и карбонат-содержащие породы.

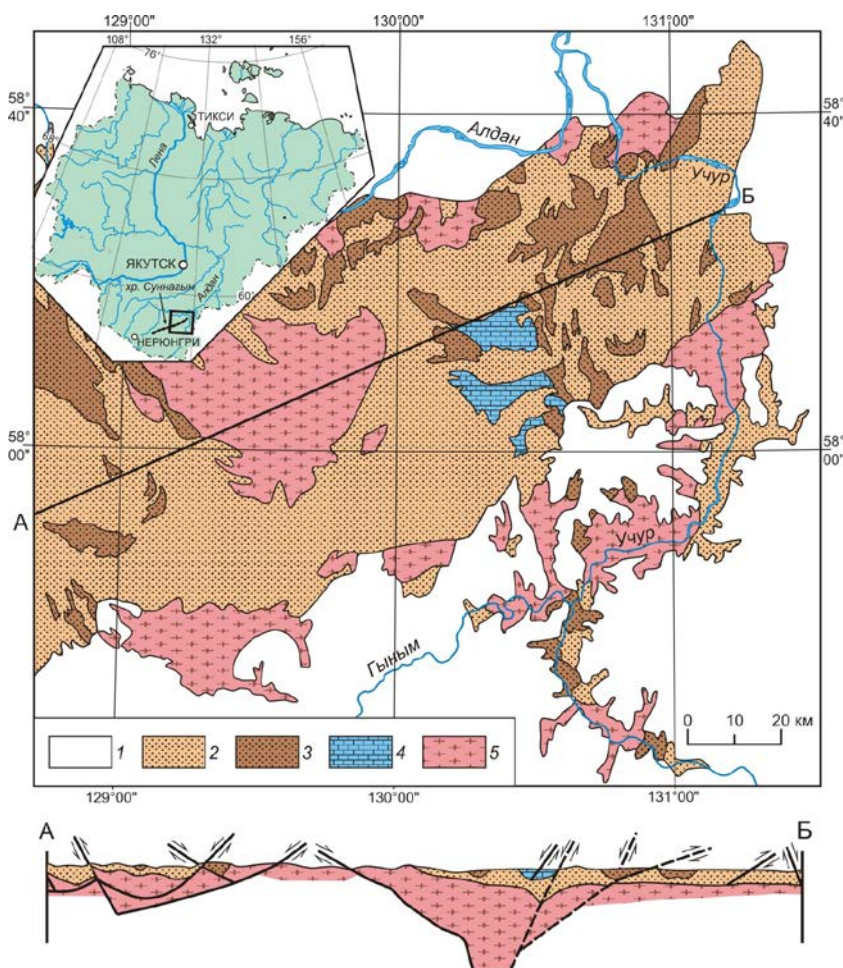


Рис. 1. Геологическая схема и геолого-геофизический разрез Суннагинского блока Алдано-Станового щита.

1 – платформенный чехол; 2-4 – покровный комплекс: 2 – гранат-гиперстеновые толщи (с кварцитами и высокоглинозёмистыми породами); 3 – гиперстеновые (карбонат-содержащие) гнейсы; 4 – толщи карбонатных, известково-силикатных пород; 5 – комплекс основания, лейкократовые чарнокито-гнейсы с прослоями двупироксеновых кристаллических сланцев.

Таким образом, на Суннагинском блоке надёжно идентифицируется двух-членное строение: комплекс основания и покровный. Для комплекса основания характерно бимодальное распределение слагающих их пород гранитоидного и базитового состава. Для покровного комплекса характерно непрерывное изменение состава вулканогенных пород от базитов-ультрабазитов до гранитоидов и широкое распространение типичных метасадочных образований, как метапелитов, так и карбонатных и карбонат-содержащих пород. Геологическая схема и

построенный на её основе геолого-геофизический разрез подтверждает модель двухчленного строения метаморфических толщ Алданского щита и преобладание тектонических контактов пологого (субгоризонтального) заложения.

Литература:

1. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С. 17-19.
2. Зедгенизов А.Н., Болдырев М.В. Метаморфические формации и структурно-вещественные комплексы Суннагинского района восточной части Алданского щита // Препринт. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 70 с.
3. Кицул В.И., Зедгенизов А.Н. О двухчленном делении Алданского комплекса // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 126-131.
4. Попов Н.В. Геохимические особенности лейкократовых гранитоидов северо-восточной части Алданского щита // Гранитоиды складчатых областей. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. С. 158-167.
5. Попов Н.В. Метаморфические формации и геологическое строение Суннагинского блока Алданского щита // Геология и геофизика, 1986, № 4, с. 19-27.
6. Попов Н.В., Зедгенизов А.Н. Формационное картирование метаморфических толщ Алданского щита // Геология и геофизика, 1984, № 2, с. 25-30.
7. 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.
8. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК, 2001. С. 97-98.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г.

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

Основные перспективы коренной алмазоносности северной части Сибирской платформы связываются со среднепалеозойскими кимберлитами. Их присутствие на северо-востоке платформы достоверно обосновывается: 1) по наличию уже выявленных слабоалмазоносных кимберлитовых тел в пределах этого региона; 2) по наличию в регионе алмазоносных гравелитов среднепалеозойского возраста; 3) по наличию в россыпях гранатов кимберлитового происхождения, глубоко кородированных в латеритной коре выветривания позднедевонского возраста (коры выветривания более позднего времени не имели латеритного характера и не оставили на гранатах признаков выветривания). Между тем, доля кимберлитовых алмазов в изученных россыпях невелика, что может быть связано либо с незначительной величиной эрозионного среза их коренных источников, либо с низкой алмазоносностью большинства среднепалеозойских кимберлитов.

Исследование составов десятков тысяч гранатов из россыпей северо-востока Сибирской платформы показывает, что доля «алмазных» пиррпов также невелика. Исключение составляет район Кютюнгинского грабена, где в турнейских прибрежно-морских отложениях локализованы исключительно кимберлитовые алмазы, и по критерию алмазности прогнозируются высокопродуктивные кимберлитовые тела. В последнее время повышенные содержания «алмазных» пиррпов установлены в популяциях гранатов из русловых отложений средней части бассейна р. Куойка, восточнее Уджинского поднятия. Именно эти районы представляют интерес в практическом плане.

Дополнительным критерием потенциальной алмазности среднепалеозойских кимберлитов северо-востока платформы служит архейский возраст кристаллического фундамента. С использованием LAM-ICPMS (Университет Маккуори, Австралия) было проведено U-Pb датирование коровых цирконов из концентрата тяжелой фракции кимберлитов Куойкского поля. В результате проведенных исследований установлено, что 8% исследованных цирконов имеют архейский возраст ($>2,5$ млрд. лет). Древнейший из этих цирконов имеет возраст 2,8 млрд. лет. Полученные результаты свидетельствуют об архейском возрасте фундамента Биректинского террейна. До настоящего времени считалось, что фундамент террейна был сформирован в палеопротерозое, самые древние датировки не превышали 2,4 млрд. лет. Полученные результаты имеют особое значение, поскольку в соответствии с правилом Клиффорда алмазоносные кимберлиты локализуются в пределах архейских кратонов (террейнов). Таким образом, новые данные о возрасте фундамента Биректинского террейна в соответствии с упомянутым правилом свидетельствуют о возможности обнаружения алмазоносных кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы, в том числе в бассейнах рек Куойка, Беенчима и к северу от них.

По результатам U/Pb датирования цирконов кимберлитового облика из аллювия рек севера Якутской алмазоносной провинции и гравелитовкарнийского яруса триаса (участок Булкур, низовье р. Лена) можно сделать следующие выводы об истории развития и источниках сноса кимберлитового материала. Преобладающее большинство цирконов из аллювия рек севера ЯАП имеют юрский возраст (Рис. 1). Распределения возрастов юрских цирконов указывают на три цикла активности кимберлитового магматизма в течении юрского времени, с преобладающим этапом около 170-175 млн. лет который проявлен во всех изученных объектах. Главным тектоническим процессом, определяющим поступление кимберлитового материала в современный аллювий рек севера Сибирской платформы, является восходящее движение земной коры в районе Оленекского поднятия. Сопутствующая эрозия обеспечивает поступление кимберлитового материала во все стороны от Оленекского поднятия, включая Прианабарье. Даже в россыпи реки Эбелях, где ближайшие кимберлитовые тела имеют триасовый возраст, преобладают цирконы юрского возраста.

В триасовое время главным тектоническим процессом, определяющим снос кимберлитового материала на севере Сибирской платформы, было поднятие в районе Анабарского щита. Сопутствующая ему эрозия обеспечила масштабный снос кимберлитового материала преимущественно в северном и восточном направлениях, о чем свидетельствует резкое преобладание цирконов триасового возраста в гравелитах участка Булкур, относящихся к карнийскому ярусу триаса, расположенного на северной окраине Сибирской платформы. В пределах Оленекского поднятия кимберлиты триасового возраста на данное время пока не обнаружены, но, принимая во внимание слабую изученность кимберлитов этого района (за исключением Бенчима-Куойского поля), присутствие в этом регионе кимберлитов триасового возраста нельзя исключить на данном этапе исследований.



Рис. 1. Суммарный график распределения U/Pb возрастов цирконов по всем изученным объектам севера Сибирской платформы. По горизонтали – возраст, млн. лет, по вертикали – количество изученных зерен.

Во всех изученных объектах отсутствуют цирконы продуктивного среднепалеозойского (девонского) цикла кимберлитового магматизма, который проявлен на юге ЯАП, ее центральной части, а также ряде северных районов (Средне-Оленекский район, территория Кютюнгинского прогиба и его обрамления). Это позволяет сделать вывод о том, что алмазы северных россыпей и карнийского яруса триаса имеют местный источник, и поступления кимберлитового материала с юга ЯАП на север, а также из прогнозируемых алмазоносных кимберлитов района Кютюнгинского прогиба в последевонское время не было.

В аллювии рек Муна, Чимидикян и Молодо, а также в гравелитах карнийского яруса обнаружены единичные цирконы пермского возраста, всего 5 зерен. Этот результат позволяет предполагать присутствие на Сибирской платформе кимберлитов пермского цикла внедрения, ранее неизвестных для платформы. Кроме

того, в популяции цирконов из гравелитов участка Булкур (карнийский ярус триаса) присутствуют цирконы возраста границы перми и триаса, чуть (~7 млн. лет) древнее возраста внедрения Сибирских траппов. Возможно, кимберлиты именно этого этапа магматизма являются источником алмазов в гравелитах карнийского яруса, развитых на северо-восточной окраине Сибирской платформы. Среднепалеозойские продуктивные кимберлиты прогнозируются, помимо ранее обоснованного прогноза для района Кютюнгинского грабена, в поле перми в верховьях рек Беенчима и Куойка; на ручье Курунг-Юрях – притоке реки Маят (правый приток р. Анабар), где представлена чисто кимберлитовая ассоциация алмазов; проводится работа по выявлению новых точек с гранатами алмазной ассоциации, свидетельствующими об алмазоносности их коренных источников.

Полученные результаты показывают высокую перспективность обнаружения на северо-востоке Сибирской платформы коренных месторождений алмазов кимберлитового типа. Вместе с тем, для алмазов экзотических типов вероятность обнаружения коренных источников мала и за ними остаются перспективы россыпной алмазоносности.

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

**Прокопьев А.В.¹, Ершова В.Б.², Васильев Д.А.¹, Худолей А.К.²,
Калинин М.А.²**

¹ – *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*

² – *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

Исследованный район охватывает тектонические структуры Балыктахского антиклинория и расположенного южнее Чокурского синклинория [1] северо-западной части Котельного террейна [2]. В пределах двух изученных участков – «Мыс Домашний» и расположенный южнее «Мыс Дурной», в береговых обнажениях вскрываются карбонатные и терригенные отложения девона–триаса и палеогена–неогена.

Участок «Мыс Домашний». Отложения триаса на большей части исследованной территории имеют северо-восточное падение (углы падения 5–45°). На востоке породы триаса залегают более круто (углы падения 75–85°). Мы предполагаем, что отложения триаса смяты в крупную асимметричную опрокинутую на юго-запад синклиналь северо-западного простирания шириной до нескольких километров. В ее ядре обнажаются породы верхнего триаса, а на юго-западном крыле – отложения нижнего-среднего триаса. Северо-восточное крыло складки не обнажено. На юго-западном крыле складки развиты пологие малоамплитудные надвиги северо-восточной и юго-западной vergentности. Складчатые триасовые поро-

ды прорваны тремя дайками долеритов предположительно мезозойского возраста [1].

Терригенные отложения перми падают на северо-восток под углами $45\text{--}85^\circ$, слагая открытую синклиналь северо-западного простирания. Контакты с триасовыми и каменноугольными отложениями не вскрыты.

Мы предполагаем наличие углового несогласия между среднедевонскими (соколовская свита) отложениями и залегающими выше верхнедевонскими (нерпалахская свита) и среднекаменноугольными толщами. В первом случае среднедевонские толщи смяты в очень открытую складку ЗСЗ простирания, а во втором отложения нерпалахской свиты перекрывают смятые в складки субширотного простирания и нарушенные надвигами южной вергентности породы соколовской свиты. Вероятно, что эти деформации являются проявлением элсмирской орогении.

Породы нижнего и среднего девона смяты в различного размера концентрические и цилиндрические складки СЗ простирания, которые ассоциируют с надвигами ЮЗ и СВ падения. Простирание складок пород этого возраста такое же, как и среднекаменноугольно-пермских и триасовых и, в целом, совпадает с простиранием крупных складчатых структур, показанных на среднемасштабной геологической карте [1]. Кливаж не наблюдался. Возраст этих деформаций мезозойский, т.к. в центральной части острова породы верхней части нижнего мела перекрывают с угловым несогласием складчатые отложения СЗ простирания [1, 3, 4].

Многочисленные лево- и правосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги преимущественно субмеридионального простирания являются более поздними по отношению к вышеописанным складчатым структурам. Иногда с этими сдвигами ассоциируют мелкомасштабные складки с крутыми шарнирами. Величина горизонтального перемещения по сдвигам в отдельных случаях достигает нескольких сотен метров. Возраст этих деформаций предположительно позднемеловой–раннекайнозойский.

Редко наблюдаются сбросы ССЗ и субмеридионального простираний связанные, вероятно, с процессами мезокайнозойского растяжения при раскрытии Евразийского бассейна.

Тектонических деформаций в олигоцен-миоценовых отложениях, распространенных в нижнем течении р. Решетникова, не наблюдалось.

Участок «Мыс Дурной». В пределах о-ва Тас-Ары вскрывается северо-восточное крыло и ядро крупной Тас-Аринской синклинали шириной как минимум 3–5 км. На ее северо-восточном крыле обнажаются породы верхнего девона – нижнего карбона – нерпалахская, чекурская и тас-аринская свиты, а в ядре отложения среднекаменноугольной бельковской свиты. Складка имеет северо-западное простирание, ее шарнир полого погружается в юго-восточном направлении. Об этом свидетельствуют и ориентировки линейности пересечения кливажа и слоистости. Преобладающее падение слоистости под углами $30\text{--}60^\circ$ на юго-

запад. На северо-восточном крыле Тас-Аринской синклинали развиты симметричные и асимметричные концентрические и цилиндрические складки шириной и амплитудой от первых метров до десятков метров. Ориентировка их шарниров близка к простиранию оси Тас-Аринской синклинали. Кливаж развит повсеместно, но отсутствует в массивных карбонатных породах. Наблюдается рефракция кливажа и, в редких случаях, транспозиция, а также муллон-структуры и будинаж. Кливаж отсутствует в толщах бельковской свиты на северо-восточном крыле Тас-Аринской синклинали. В целом, кливаж веерный; его простирание северо-западное, а падение как на северо-восток, так и на юго-запад. Наблюдаются надвиги преимущественно северо-восточного падения, с которыми ассоциируют мелкомасштабные складки. Широко проявлены пологие надвиги и субпластовые срывы. Многочисленные лево- и правосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги преимущественно субмеридионального простирания являются более поздними по отношению к вышеописанным складчатым структурам. Иногда с ними ассоциируют мелкомасштабные складки с крутыми шарнирами. Возраст деформаций также как и для первого участка предположительно позднемеловой–раннекайнозойский.

Палеоген-неогеновые отложения, перекрывающие с резким угловым несогласием деформированные палеозойские породы, залегают либо субгоризонтально, либо слабо наклонены и нарушены малоамплитудными сбросами и, реже, взбросами. Сбросы деформируют и палеозойские породы.

По данным замеров ориентировки сместителей разломов и штрихов зеркал скольжения на их поверхностях было рассчитано, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в направлении северо-восток – юго-запад ортогонально простиранию основной складчатости региона.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), СПбГУ (проект 3.38.137.2014), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, 10.3, проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература:

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV,V,VI; S-53-IX, XII; S-54-I-II-III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.
2. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 199–255.
3. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза

и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 5. С. 69–94.

4. Непомилуев В.Ф., Преображенская Э.Н., Труфанова Г.В. и др. Нижнемеловые отложения о. Котельного // Сов. геология. 1979. № 3. С. 104–109.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДЕВОНСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

**Прокопьев А.В.¹, Худолей А.К.², Королева О.В.¹, Ершова В.Б.²,
Васильев Д.А.¹, Зайцев А.И.¹**

¹ *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
prokopiev@diamond.ysn.ru*

² *Санкт-Петербургский государственный университет*

Изучен франский базитовый вулканизм, развитый на границе северо-восточной окраины Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1). Верхнедевонская осадочно-вулканогенная толща обнажается в районе дельты р. Лены на островах Американ-Хая и Орто-Хая, на горе Ысы-Туойдаах и на южном берегу Быковской протоки у залива Кириэс-Хомо на границе северо-восточной части Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса. Возраст толщи определен как низы франского яруса на основе находок брахиопод в карбонатных породах, подстилающих и залегающих внутри лавовой части разреза [1]. Во всех обнажениях лавы базальтов подстилается пачкой пестроцветных терригенно-карбонатных пород с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Вулканыты представлены несколькими потоками базальтов с характерной шаровой и призматической отдельностью. Видимая мощность эффузивной толщи на острове Американ-Хая – 300 м, а на южном берегу Быковской протоки у залива Кириэс-Хомо – свыше 400 м.

На южном берегу Быковской протоки дельты р. Лены залегают, как минимум, пять базальтовых потоков. Базальты мелко- и среднезернистые, преимущественно с интерсертально-офитовой структурой, миндалекаменные. Основная масса сложена плагиоклазом (40–55%) и клинопироксеном (15–45%), до 7% окиснорудных минералов. Вкрапленники (15–20%) представлены в основном плагиоклазом, реже клинопироксеном. Породы подвержены постмагматическим изменениям: калишпатизация, слабая карбонатизация, хлоритизация. В экзоконтактах наблюдается флюоритизация известняков.

Образцы отобраны из каждого потока и выполнено девять силикатных анализов (ИГАБМ СО РАН) и определений REE, LILE and HFSE (ВСЕГЕИ). Для пяти

из этих проб в ИГД РАН сделан Sm-Nd изотопный анализ. На классификационных диаграммах фигуративные точки составов компактно локализируются в основном в полях щелочных и субщелочных базальтов и трахибазальтов, и толеитовых базальтов (рис. 2). Содержание $\text{SiO}_2=47,19\text{--}50,68$, в сумме щелочей превалирует натрий: $\text{Na}_2\text{O}=1,79\text{--}4,09$, $\text{K}_2\text{O}=0,37\text{--}2,13$, содержание TiO_2 в среднем 2,43, что характерно для девонских базитов Сибирской платформы. На большинстве дискриминационных диаграмм ($\text{Zr/Y} - \text{Zr}$, $\text{Ti/Y} - \text{Nb/Y}$, Cr-Y и др.) фигуративные точки располагаются в полях внутримантальных базальтов (рис. 2).

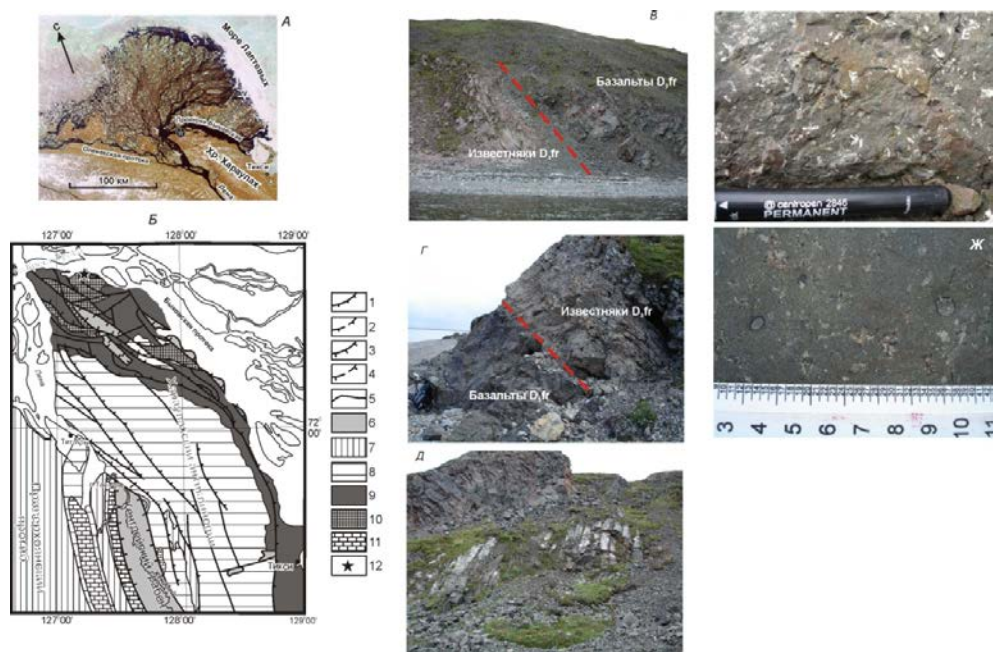


Рис. 1. А – схема расположения изученных разрезов. Б – тектоническая схема северной части Хараулахского антиклинория и места отбора проб: 1 – надвиги, 2 – предполагаемые надвиги, 3 – сбросы, 4 – предполагаемые сбросы, 5 – разломы с неизвестной кинематикой, 6 – палеогеновые отложения, 7 – мезозойские отложения, 8 – пермские отложения, 9 – каменноугольные отложения, 10 – девонские отложения 11 – кембрийские отложения, 12 – места отбора образцов. В – нижний контакт базальтового потока с красноцветными известняками франского возраста. Г – верхний контакт базальтового потока с известняками франского возраста. Д – характерная столбчатая отдельность в базальтах. Е – порфировые выделения плагиоклаза в базальтах. Ж – миндалины в базальтах.

Хондритнормализованное распределение REE демонстрирует умеренное фракционирование: $(\text{La/Lu})_n = 4,2$ до 8,9. Спектр распределения наиболее близок спектру OIB, но менее дифференцирован. Выраженный Eu минимум

($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{(n)}=0,52-0,97$) отражает участие плагиоклаза в процессе фракционирования родоначального расплава. На спайдердиаграмме относительно примитивной мантии наблюдается резко выраженная отрицательная Sr-аномалия, что также указывает на роль фракционирования плагиоклаза в эволюции расплава. Наблюдающаяся положительная Ti-аномалия обусловлена повышенным содержанием окиснорудных минералов. Отсутствие Ta-Nb аномалии предполагает незначительную роль корового материала. Разброс значений K, Rb и Ba может быть следствием постмагматических изменений (рис. 2).

Значения модельного Sm-Nd возраста источников лежат в узком интервале: $T_{DM} = 718-740$ млн лет, $T_{DM2} = 780-798$ млн лет. $\epsilon\text{Nd}(t)$ имеет выдержанные «мантийные» значения во всех образцах около +4,3, что также может свидетельствовать об отсутствии (или неопределяющем участии) контаминации мантийного источника веществом более древней сиалической коры Сибирского кратона.

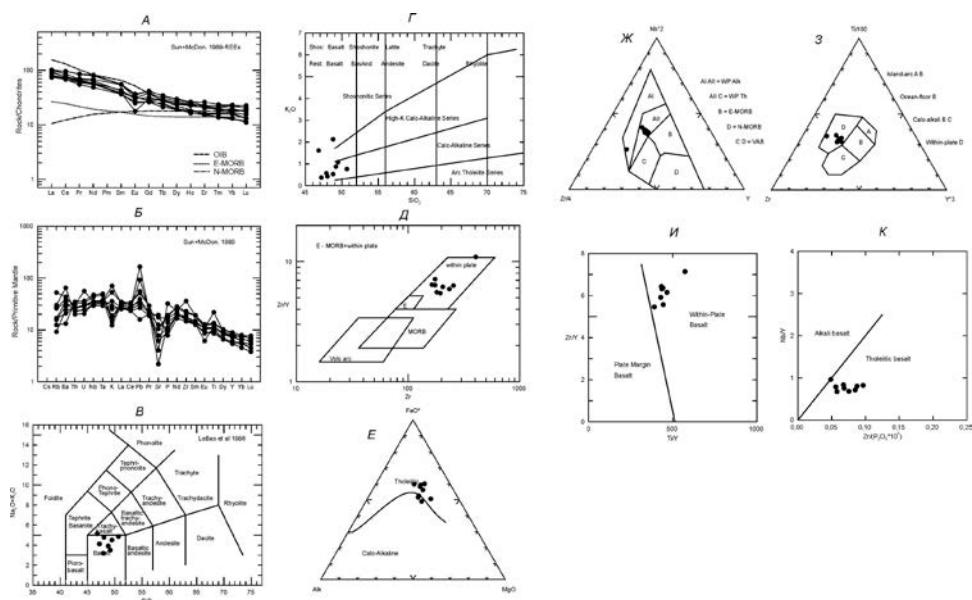


Рис. 2. А, Б – распределение нормированных по хондриту редкоземельных (А) и примитивной мантии редких (Б) элементов [2]. В–К – классификационные и дискриминационные диаграммы.

Предполагается, что излияние исследованных позднедевонских базальтов произошло на заключительной стадии среднепалеозойского континентального рифтогенеза, проявленного в это время на большей части востока Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке Программы Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-10.2.

Литература:

1. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР (литология и вулканизм). М.: Наука, 1990. 256 с.
2. Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42, 313-345

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЬЮН)

Протопопов Р.И.

ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология», г. Якутск

Выяснение условий образования месторождений и построение геолого-генетических моделей их является неотъемлемой частью формационного анализа рудных образований для целей металлогенического анализа и прогнозирования. Условия формирования однотипных месторождений, прежде всего, обусловлены характером тектонического режима, предопределяющего появление месторождений [4, 6]. Геологические условия появления месторождений золото-кварцевой малосульфидной формации можно видеть на примере месторождения Вьюн. Подобного строения и минерального состава являются месторождения Кысылга, Венера, Задержное. К ним можно отнесены и малоизвестные золоторудные объекты, секущего характера по отношению к продольным складчато-разрывным структурам. Месторождение Вьюн расположено в Адычанском золотоносном районе в песчаниково-глинистых толщах верхнего триаса. Минерализованная зона и стержневая рудная жила вдоль контакта дайки гранодиорит-порфира крутопадающие, протяженностью более 1 км, простираением 40°.

Кварцевая жила характеризуется полосчатой текстурой, обусловленной стилолитовыми и сутурными швами реликтов глинистого вещества из вмещающих пород и таким же распределением рудных минералов. Содержание рудных минералов до 3% и представлены сульфидами, среди которых арсенопирит (60-74%), пирит (8-12%), галенит (до 2,46%), халькопирит (до 1,9%), сфалерит (до 1%) и редко блеклые руды. Оруденение происходило в три стадии: ранняя Au-пирит-арсенопирит-кварцевая, средняя Au-халькопирит-сфалерит-галенитовая и поздняя Au-блеклорудная [1]. Рудная зона в ортогональном порядке пересекает надвиговое разрывное нарушение (Рис. 1).

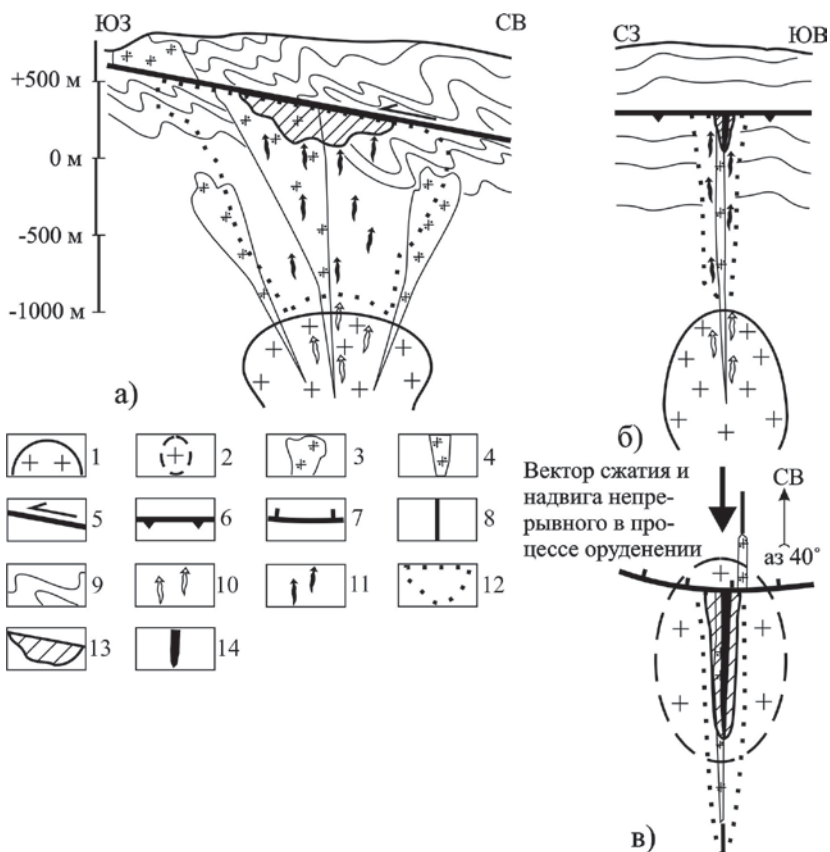


Рис. 1. Геолого-генетическая модель месторождения золото-кварцевой малосульфидной формации Верхояно-Колымской орогенной области:

а) продольная проекция рудной зоны; б) поперечный разрез рудной зоны; в) рудная зона (месторождение) в плане. 1 – гранитоидный интрузив в продольной проекции рудной зоны, 2 – нескрытый гранитоидный интрузив в плане, 3 – дайка гранитоидная в продольной проекции, 4 – дайка гранитоидная в поперечном разрезе, 5 – надвиг в продольной проекции, 6 – надвиг в поперечном разрезе, 7 – надвиг в плане, 8 – поперечное разрывное нарушение в плане, 9 – складчатая структура триасовых толщ в продольной проекции, 10 – конвективный флюидопоток из магматической камеры, 11 – конвективный флюидопоток из магматической камеры с экстрагированием золота из вмещающих толщ, 12 – ореол надинтрузивной гидротермально-метасоматической проработки вмещающих толщ, 13 – зона (ореол) рудной концентрации под экраном зеркала синхронного с рудогенерацией надвига, 14 – рудное тело золото-кварцевой малосульфидной формации.

В свою очередь рудная зона разрывается, смещается и под действием надвигового нарушения. Долгоживущий характер надвига и непрерывное скольжение аллохтона приводило к деформации рудной жилы. В том числе и в состоянии фазового

термодинамического перехода кварцевой жилы. Смещение аллохтона по надвигу в процессе рудной генерации резко ограничивало проникновение гидротермальных жил через зону надвига и она выполняла роль экрана, под которой и создавались условия для концентрации рудной минерализации [1, 3]. Полосчатая текстура рудной жилы также свидетельствует о непрерывном и пульсирующем развитии тангенциального напряжения вдоль рудной зоны по ходу надвига с постепенным отслоением пород и заполнением их гидротермальной жилой.

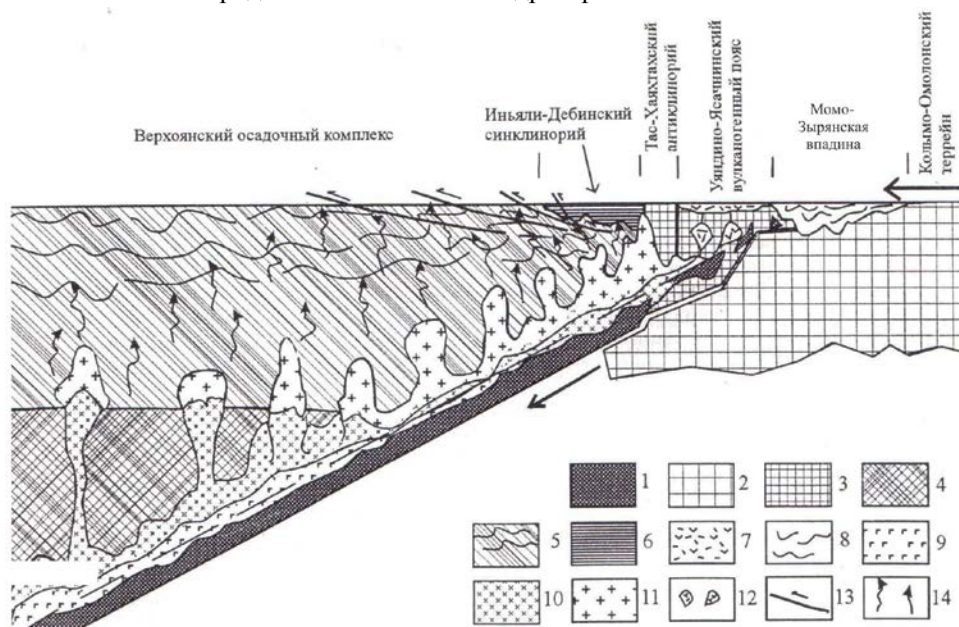


Рис. 2. Модель геодинамического режима Яно-Колымского складчато-надвигового сооружения при формировании золоторудных формаций (в поперечном разрезе): 1 – реликты океанической коры в зоне Беньюфа, 2 – Колымо-Омолонский террейн, 3 – докембрийско-палеозойские тектонические блоки орогенеза, 4 – «базальтовый» слой литосферы, 5 – «гранито-метаморфический» слой литосферы с верхоянским осадочным комплексом в верхней части, 6 – толщи Иньяли-Дебинского синклинория юрской системы, 7 – верхнеюрские вулканогенно-осадочные толщи Уяндино-Ясачнинского вулканогенного комплекса, 8 – верхнеюрские терригенные толщи Момо-Зырянской впадины, 9 – ультрабазит-базитовые магмы, 10 – смешанная базит-диоритовая магма, 11 – гранитоидная магма, 12 – глубинные вулканические камеры, 13 – надвиговые разрывные нарушения, 14 – восходящие конвективные флюидопотоки глубинного «пропаривания» толщ.

По геофизическим данным на глубине 1-2 км располагается гранитоидный шток, с которым связывается дайка гранодиорит-порфиров и конвективный флюидопоток из магматической камеры с экстрагированием золота из осадочных толщ триаса. В целом, вдоль трещин растяжения создается условие надинтрузив-

ной конвективной геотермальной системы для обогащения гидротермальных растворов золотом экстракции из осадочных толщ [2].

Формирование месторождений золото-кварцевой малосульфидной формации обусловлено тектоническим режимом геодинамики литосферных плит в Верхояно-Колымской орогенной области, отраженных во многих научных трудах [5]. Более адекватную для формирования золото-кварцевой малосульфидной формации модель геодинамического режима можно представить в виде Рис. 2 [3].

Литература:

1. Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. Геологическое строение и состав руд золото-кварцевого месторождения Вьюн. Восточная Якутия // Руды и металлы. 2009. № 5. Москва, ЦНИГРИ. 2009. С. 59-69.
2. Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Якутии // Геология и геофизика. 1990, № 3. С. 47-55.
3. Протопопов Р.И. Тектогенез месторождений золота Яно-Колымской складчатой области и вопросы её металлогении // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Материалы Всероссийской научной конференции. Якутск, 27-30 сентября 2011 г. Том II. – Якутск, 2011. – С. 146-150.
4. Старостин В.И., Яковлев Г.Ф. Рудные формации и структурные парагенезисы месторождений // Принципы рудноформационного анализа и рудноформационные классификации месторождений цветных, редких и благородных металлов. Труды ЦНИГРИ, вып. 220, М., 1987, с. 26-31.
5. Тектоника геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Отв. Редакторы: Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. М.,: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
6. Щеглов А.Д. О практическом значении понятия «рудная формация» // Эндеогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск, Наука, 1986, с. 41-47.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНОРТОЗИТОВ АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА

Пуляев Н.А.

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

В процессе изучения геологических образований, связанных с докембрийским магматизмом, в пределах Алдано-Станового щита и примыкающих к нему территорий, было выявлено широкое развитие анортозитов автономного типа [1]. Они образуют различные по площади огромные массивы. Эти массивы группируются и образуют Восточно-Азиатский анортозитовый пояс, протягивающийся в субширотном направлении на несколько сот километров вдоль южной окраины Ал-

данского щита от верховьев р. Калар (Восточное Забайкалье) до побережья Охотского моря. На восточном конце пояса располагаются очень крупные Джугджурские массивы (Геранский, Лантарский и Лавлинский) и более мелкие Сехтагский и Кунь-Маньенский [2]. На Западной окраине находится крупный Каларский массив. Большинство массивов анортозитов располагаются вблизи Станового разлома, который является границей между двумя крупнейшими структурами: собственно Алданского раннеархейского щита и области его поздеархейского – раннепротерозойского обрамления – Становой шовной зоны. Автономные анортозиты разделяют на две крупные группы. Это анортозиты субплатформенного типа, для которых характерна тесная ассоциация основных пород с гранитами рапакиви и, так называемые, анортозиты ранних этапов развития Земли. Главные особенности каждой из этих двух групп анортозитов хорошо видны при их сравнении. Радиологический возраст для субплатформенных анортозитов 1,8—1,5 млрд. лет и более 2 млрд. лет для анортозитов ранних этапов развития Земли. Анортозиты субплатформенного типа характеризуются повышенной, по сравнению с более древними анортозитами, железистостью пород и слагающих их минералов. Примером анортозитов ранних этапов развития Земли может служить Каларский анортозитовый массив [3].

На мелкомасштабных картах Каларский массив показывается как единое крупное тело плагиоклазитов, однако, в действительности это полоса шириной 5—20 км и протяженностью около 120 км разрозненных выходов анортозитов и ассоциирующих с ними пород. Крайние западные выходы анортозитов известны в верховьях р. Калар, на востоке распространение анортозитов ограничено долиной р. Олекмы. Общая площадь выходов пород Каларского анортозитового комплекса около 1000 км² [4].

Сам Каларский массив находится в районе верхнего течения р. Калар и в низовьях его левого притока р. Калакап. Массив имеет длину до 65 км, наибольшая ширина 12,5 км, площадь около 450 км². С юго-восточной стороны вдоль зоны крупных тектонических нарушений он граничит с архейскими гнейсами и с глубокометаморфизованными породами удоканской серии нижнего протерозоя. Архейские породы здесь в значительной степени диафторированы и местами повторно инъецированы нижнепротерозойскими гранитами. Породы удоканской серии превращены в бластомилониты и также частично мигматизированы. На северо-западе анортозиты соприкасаются с архейскими гнейсами по интрузивному контакту, но сами они местами прорываются гнейсо-гранитами, гранодиоритами и граносиенитами нижнего протерозоя. Специфика Каларской анортозитовой ассоциации заключается прежде всего в наличии нескольких типов анортозитовых пород, различающихся по составу плагиоклаза. Это лабрадориты, андезиты и олигоклазиты. Присутствие диафторированных анортозитов типа олигок-

лазитов характерно для многих образований анортозитовой ассоциации в этом районе.

Анортозиты и лабрадориты, а также подчиненные им габбро-анортозиты, габбро и габбро-диориты, слагающие Каларский массив, обладают гнейсовидным сложением, грубой полосчатой текстурой и обычно характеризуются интенсивным проявлением катаклаза.

Существенную часть Каларской анортозитовой ассоциации составляют диафторированные анортозиты — олигоклазиты [3]. Образование этих пород связано с диафторезом в зонах воздействия крупных тектонических нарушений. Ширина зон диафторированных пород различна (от первых сотен метров до нескольких километров). В результате диафтореза анортозиты метаморфизованы в актинолит-биотитовой и эпидот-хлоритовой фациях. В зонах диафторированных анортозитов локализованы многочисленные точки минерализации, несколько рудопроявлений и месторождений (Ледяное, Скалистое) золота, отмечены рудопроявления титано-магнетитовых руд.

Гидротермальная и метасоматическая деятельность в зонах разломов местами приводит к сильному окварцеванию анортозитов. Возраст пород анортозитовой ассоциации Каларского массива окончательно не выяснен. Со времени установления каларских анортозитов их возраст неоднократно пересматривался. Вначале он, так же как и возраст всех анортозитовых массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса, считался нижнепротерозойским. В последующие годы возраст анортозитов был установлен как архейский. Более того, существуют мнения о том, что анортозиты являются реликтами древнейшей земной коры «лунного» этапа развития Земли. Наконец, в последнее время вновь стали высказываться мнения о протерозойском возрасте анортозитов Каларского массива [4].

Возраст архейского метаморфизма около 3 млрд. лет, и если с заключительными этапами этого метаморфизма связано образование чарнокитов вследствие гранитизации, то возраст анортозитов, по которым развиваются чарнокиты, может быть более 3 млрд. лет. По другим данным, верхняя возрастная граница анортозитов определяется в 1,9 млрд. лет, так как по монациту и циркону из чарнокитов получены значения 1800—1900 млн. лет. Древний архейский возраст каларских анортозитов в какой-то степени подтверждается низким отношением изотопов стронция, которое достигает значения 0,7022 [1,4].

Каждый из типов пород анортозитовой ассоциации Каларского массива характеризуется вполне определенной петрохимической спецификой. Для лабрадоритов характерны повышенные содержания Al_2O_3 , достигающие 29—30%, и низкие содержания K_2O . При метаморфизме и перекристаллизации этих пород происходит образование андезинитов. При этом наблюдается привнос щелочей (в первую очередь натрия), кремнезема, происходит вынос алюминия и кальция. При замещении анортозитов чарнокитоидами увеличиваются содержания крем-

незема и калия, уменьшаются концентрации глинозема и кальция. При диафторезе не наблюдается столь значительного привноса калия, как при гранитизации, однако заметно общее снижение содержаний Al_2O_3 , CaO и некоторое увеличение количества MgO. Между лейкократовыми и меланократовыми породами существуют постепенные переходы, что выражается в закономерном увеличении феррических компонентов и в уменьшении фельзических в ряду анортозит - габбро-норито-анортозит - габбро-норит [4].

Для анортозитов Каларского массива характерны изменения, такие, как перекристаллизация и диафторез. Разнообразие процессов, меняющих состав и облик анортозитов, не позволяет в некоторых случаях однозначно решить вопрос об их образовании. Так, наряду с мнением об их магматическом образовании, существуют представления об образовании анортозитов Каларского массива в результате метасоматических процессов, которые объединяются под общим названием «анортозитизация». Но полученные в процессе дальнейшего изучения материалы позволили однозначно говорить о магматическом происхождении анортозитов [1,4].

Каларский массив резко отличается от Геранского и Лантарского массивов прежде всего широким развитием андезитов. Важной особенностью этой анортозитовой ассоциации является наличие краевого меланократового, комплекса и элементов расслоенности. Эти признаки довольно хорошо выражены в слабо измененных массивах типа Геранского и затушеваны процессами метаморфизма в Каларском. Уникальность Каларского массива заключается в низких величинах отношений изотопов стронция, что может свидетельствовать о наиболее древнем возрасте слагающих его пород. Для пород Каларского массива характерно повышенное содержание редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu).

Средний состав Каларской анортозитовой ассоциации хорошо согласуется со средними составами Джугджурского и Адирондакского массивов и отвечает высокоглиноземистому базальту [4].

В заключение следует отметить, что многие известные особенности Каларской анортозитовой ассоциации указывают на ее принадлежность к мангерит-габбро-анортозитовой, которая установлена как типичная анортозитовая ассоциация ранних этапов развития Земли, отличающаяся от более поздних преобладанием основных пород над кислыми [1,3,4].

Литература:

1. Биркис А.П., Кошик Л.И. Анортозиты поздних этапов развития Восточно-Европейской платформы. / Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С 148-189.
2. Богданова Н.Г. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский шит). / Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С 112-147.
3. Салоп Л.И. Плутонические комплексы и метаморфизм нижнего протерозоя (Каларский габбро-анортозитовый комплекс) / Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. С 25-36.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Пуляев Н.А.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова, г. Якутск

Карбонатитами названы «эндогенные существенно карбонатные горные породы, входящие в состав сложных интрузивных комплексов вместе с ультраосновными, щелочными ультраосновными и щелочными горными породами и, реже, с щелочными габброидами» [1].

На территории Алдано-Станового щита карбонатиты развиты довольно широко. Они были выявлены в разное время и изучались геологами многих поколений. Но вопрос их образования до сих пор остается дискуссионным. Тем не менее, решение вопросов происхождения карбонатитов имеет не только научное, но и практическое значение. Карбонатиты, генетически связанные с комплексными массивами ультраосновных и щелочных пород, привлекают внимание как источник разнообразных и ценных полезных ископаемых (промышленные концентрации редких металлов, тантала, ниобия, редких земель, апатита, вермикулита, флюорита, меди, железа, флогопита, магнетита, причем нередко в комплексном сочетании). В результате изучения карбонатитов в разных частях земной коры было установлено, что они широко развиты в жерлах вулканических аппаратов, выполненных породами щелочно-ультраосновного и щелочного составов. Были обнаружены также эффузивные и пирокластические карбонатиты, а также автономные чисто карбонатитовые тела [3]. Эффузивные карбонатиты образуют лавовые и пепловые потоки и слагают конусы. Карбонатиты в интрузивных массивах слагают тела типа штоков, конических и кольцевых даек, штокверков, трубок взрыва. По составу породообразующих карбонатов выделяются карбонатиты кальциевые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые [1].

Единого мнения о генезисе основной части карбонатитов нет. Данные по изучению карбонатитовых провинций России (Алданской, Восточно-Саянской, Кольской, Маймеча-Котуйской), а также данные зарубежных исследователей по изучению карбонатитов Восточной Африки показывают, что механизм образования этих специфических пород довольно разнообразен. Различаются следующие основные генетические типы карбонатитов [3]: а) гидротермально-метасоматический, б) магматический, в) интрузивный. В первом случае метасо-

магматическое замещение сопровождается образованием жил выполнения. Магматические карбонатиты образуются путем кристаллизации из магмы, а интрузивные — вследствие мобилизации и последующего внедрения пластичных карбонатных масс по ослабленным зонам.

О метасоматическом происхождении карбонатитов могут свидетельствовать следующие факты [2]: 1. зависимость химического и минерального составов карбонатитов от состава вмещающих пород; 2. наследование карбонатитами текстурно-структурных особенностей вмещающих пород; 3. наличие в карбонатитовых телах зонального строения.

Формирование собственно карбонатитов сопровождается внешним ореолом щелочно-карбонатного метасоматизма (альбитизация, калишпатизация, канкринитизация и т. п.), апатитизацией, ослюдением и др. В связи с этим внешние ореолы изменений могут служить важным признаком при поисках редкометалльных карбонатитов.

О магматическом генезисе карбонатитов могут свидетельствовать следующие признаки [4]: 1. наличие специфических текстур и структур, свойственных типично магматическим породам; 2. появление зон закалки в краевых частях тел; 3. малая зависимость или отсутствие зависимости химического и минерального составов карбонатитов от состава вмещающих пород.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют заключить [5], что эффузивные и субвулканические магматические карбонатиты в отличие от метасоматических кальцитовых карбонатитов характеризуются: а) пониженными содержаниями ниобия, тантала, циркония, титана, редких земель;

б) высоким барий-стронциевым отношением (обычно больше единицы) при высоких содержаниях бария.

В связи с оценкой генезиса карбонатитов, а также их фациальным расчленением, важное значение приобретает выяснение физико-химических условий образования карбонатитов, прежде всего режима температуры и щелочности. Выделяются следующие температурные фации метасоматических карбонатитов и генетически связанных с ними пород [3]: калишпат-кальцитовая, альбит-кальцитовая, амфибол-доломит-кальцитовая серицит-хлорит-анкеритовая и цеолитовая.

Различные генетические типы карбонатитов имеют неодинаковый интерес в отношении промышленного оруденения. Наиболее перспективными являются метасоматические карбонатиты, с которыми связаны месторождения полезных ископаемых, в первую очередь, редких металлов (ниобия, тантала, урана, циркония и др.). В отношении комплексного ниобий-танталового оруденения наибольший интерес представляют кальцитовые карбонатиты альбит-кальцитовой фации. К породам этой же фации приурочено магнетитовое, медное оруденение, часть промышленного апатита и флогопита. Ниобиевое (пироксеновое) оруденение

может быть связано с карбонатитами амфибол-доломит-кальцитовой фации, но оно обычно унаследованное. Анкеритовые и доломитовые карбонатиты серицит-хлорит-анкеритовой фации являются важным потенциальным источником редких земель, флюорита, барита, полиметаллов. Важно также подчеркнуть, что эффузивные карбонатиты не содержат редкометальной минерализации или какого-либо другого оруденения. Значительное отличие их в геохимической специализации и минеральном составе от других карбонатитов заставляет с осторожностью рассматривать карбонатитовые лавы в качестве довода в пользу магматической природы целого ряда хорошо изученных карбонатитовых массивов.

Выяснение закономерностей вертикальной зональности карбонатитовых массивов представляет не только научный, но и практический интерес, позволяя более объективно оценить отдельные массивы и рудопроявления в отношении промышленного оруденения.

В настоящее время эндогенная природа карбонатитов большинством геологов не ставится под сомнение. Дискутируются две гипотезы происхождения карбонатитовых пород: 1) интрузивно-магматическая, согласно которой карбонатиты возникают при кристаллизации своеобразных расплавов - растворов при любом механизме возникновения последних; 2) гидротермально-метасоматическая, рассматривающая карбонатиты как продукты метасоматического изменения, главным образом силикатных пород высокотемпературными растворами, поступающими из глубинных магматогенных источников. И хотя в теоретическом плане нет необходимости противопоставлять обе гипотезы, практика геологоразведочных работ заставляет геологов строго подходить к установлению способа образования карбонатитов в каждом конкретном случае, так как от правильного решения вопроса генезиса зависит направление поисков, разведка и оценка месторождений.

Литература:

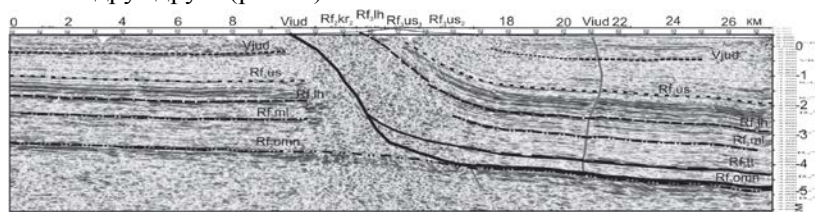
1. Геологический словарь. Т.1.С 305.
2. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973. С 3-21.
3. Самойлов В.С. Генетические типы и фации карбонатитов. / Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С 196-204.
4. Соколов С.В. О способе образования карбонатитов / Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С 190-195.
5. Чернышева Е.А. Особенности рудоносных карбонатитов, образовавшихся в условиях малых глубин. / Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С 128-131.

К СТРОЕНИЮ КЫЛЛАХСКОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Развозжаева Е.П.

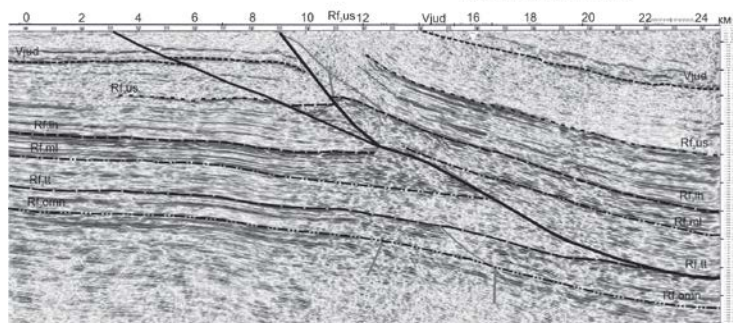
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

В последние годы сейсморазведочными работами (ОАО «Якутскгеофизика») исследованы структуры Алдано-Майской плиты и Кыллахской зоны Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Сейсмическими профилями пересечены основные надвиги Кыллахской зоны: Нельканский, Гувиндинский и Челатский. Получен уникальный материал, позволяющий визуально изучать их строение. Ранее уже установлено [1, 2], что структуру надвигов определяют листрические разломы, в рельефе выраженные асимметричными гребневидными складками. Поверхностями срыва являются глинистые слои среднего и нижнего рифея. Смещения по срывам предполагаются в районе Горностахской антиклинали на 90 км [2]. Надвиги разбиты на сегменты, сдвинутые относительно друг друга (рис.1в).



а. Нельканский надвиг (сейсмический профиль 120713)

Положение профилей см. рис.1в.
Вертикальный и горизонтальный
масштабы совпадают.



б. Гувиндинский надвиг (сейсмический профиль 120716)



в. Геологическая карта и
схема сейсмических профилей

Рис.1. Глубинные сейсмические разрезы, демонстрирующие строение Нельканского и Гувиндинского надвигов, фрагмент геологической карты и схемы сейсмических профилей.

На рисунках показаны фрагменты пересечений сейсмическими профилями южных сегментов Нельканского, Гувиндинского и Челатского надвигов. Интер-

перетация волнового поля и стратиграфическая привязка отражающих горизонтов (ОГ) приводится по данным ОАО «Якутскгеофизика» (отчеты по Юдомской и Юдомо-Майской площадям). Привязка ОГ осуществлена по разрезам Лахандинской и Мокуйской скважин с учетом новых данных по Усть-Майской скважине. На волновой картине осадочный чехол представлен преимущественно отложениями среднего, верхнего рифея и венда. В низах разреза иногда прослеживается аимчанская серия нижнего рифея, в верхах – отложения кембрия. В восточном направлении возрастают мощности практически всех стратифицируемых отложений, появляются новые ОГ (рис. 1, 2).

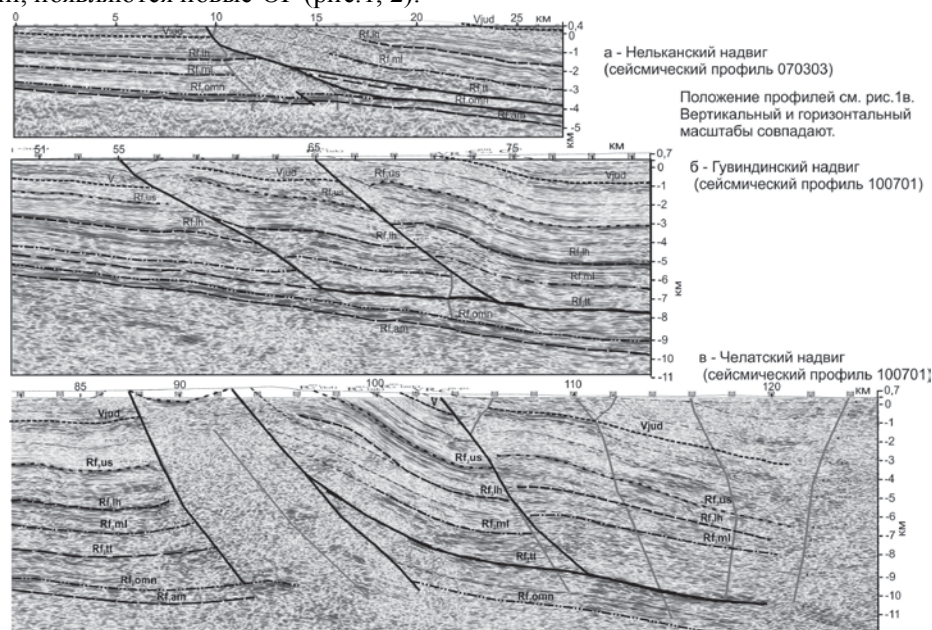


Рис.2. Глубинный разрез по маршруту сейсмических профилей 070303 и 100701, демонстрирующий строение Кыллахской зоны

Нельканский надвиг, являющийся границей платформы и Кыллахской зоны пересечен двумя сейсмическими профилями (рис. 1а, 2а). Он представляет собой 4-х километровую сейсмически немую зону. Только в низах осадочного чехла прослеживается слоистая толща, кровля которой увязывается с нижней подсерией керпыльской серии среднего рифея, обозначенной на разрезах омнинской свитой (на платформе) и омнинской и тоттинской (в Кыллахской зоне). Очевидно, что глинистые слои этих свит явились поверхностями срыва (детachment). В восточной части надвига наблюдаются фрагменты антиклинальной принадвиговой складки (рис. 1а). В зоне Гувиндинского надвига (рис. 1б, 2б) потери корреляции ОГ практически не происходит и можно приближенно определить величину смещения, которая составляет 4 км по подошве малгинской свиты. Судя по утолщению свит можно предполагать более сложное строение осадочных толщ в зоне

надвига, и, возможно, более значительное их перемещение. Профиль 100701 (рис.2б) пересекает два сегмента Гувиндинского надвига (рис2в), которые на волновой картине выглядят как два субпараллельных сместителя. Челатский надвиг разделяет Кыллахскую и Сетте-Дабанскую зоны Верхоянского надвигового пояса. Он имеет наиболее сложное строение (рис.2в). В волновом поле в его зоне наблюдается 8-ми километровая зона полного отсутствия отражений, несколько разломов листрической формы, по которым происходили смещения с образованием принадвиговых антиклинальных складок.

Полученные материалы могут служить основой для интерпретации с позиций структурной геологии и, в конечном итоге, более детального изучения данного региона. Автор благодарит ответственных исполнителей отчетов ОАО «Якутск-геофизика» заместителей главного геолога А.П.Оболкина, С.Ю.Севостьянова, ведущего геофизика В.А.Дьяконову за предоставленные материалы и рабочую дискуссию.

Работа выполнена частично в рамках инициативного проекта №15-1-2-027 «Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов юго-восточной России».

Литература:

1. Л.М.Парфенов, А.В.Прокопьев. Покровные структуры Кыллахской гряды (Южное Верхоянье)//Геология и геофизика, №12, 1986 г. С.3-14.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) - М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. -571с.

НЕТРАДИЦИОННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Расулова А.В., Цой В.Д.

*Государственное предприятие «Научно-исследовательский институт
минеральных ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан*

В последнее время на золоторудных месторождениях Узбекистана установлены редкоземельные элементы и их минералы по данным ИСП- масспектрометрического и рентгеноспектрального локального (на микрозонде Superprobe JXA-8800R) анализов. В частности, отмечаются повышенные содержания La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Sc. Из их минералов определены монацит, ксенотим и др. В связи с этим представляет интерес детальное минералого-геохимическое изучение этой нетрадиционной для золоторудных месторождений минерализации.

Массивы, богатые РЗЭ, образуются при низких температурах, в поздно кристаллизованных породах, сформировавшихся в результате гидротермальных и вулканических процессов. РЗЭ широко распространены, но случайным образом рассеяны в силикатных минералах, с которыми они несовместимы и представлены только как нарушение в кристаллической решетке. В большей степени РЗЭ просто «пойманы» растущими минералами, нежели включены в них. За небольшим исключением в силикатах, эти элементы несовместимы с другими. Только в редких случаях стабильные РЗЭ могут присутствовать при низких температурах в карбонатах и фосфатах. Так как эти свойства делают концентрации РЗЭ очень чувствительными даже к минимальным изменениям химической совместимости, это обеспечивает тенденцию РЗЭ быть редко и беспорядочно распределенными в силикатах. Даже самые редкие из РЗЭ встречаются чаще, чем серебро, золото, платина или ртуть. РЗЭ рассеяны в земной коре, и по сравнению с вышеуказанными металлами их концентрация гораздо ниже. Только в самых редких горных породах их концентрация достаточна, чтобы вести разработки.

В Узбекистане известны и начинают изучаться перспективные позиции возможного редкоземельного рудоконцентрирования. Для того, чтобы оценить генетические особенности этого процесса и перевести перспективные позиции в реально рудоносные, необходима постановка широкого комплекса исследований (Ежков и др., 2013).

В пробах-протоколках Зиаэтинских гор встречается циркон, монацит, апатит в виде аксессуарных минералов. Присутствие монацита подтверждено результатами рентгеноспектрального локального анализа на микроанализаторе Superprobe JXA-8800R в аншлифе Зн-13-2-а (рис. 1).

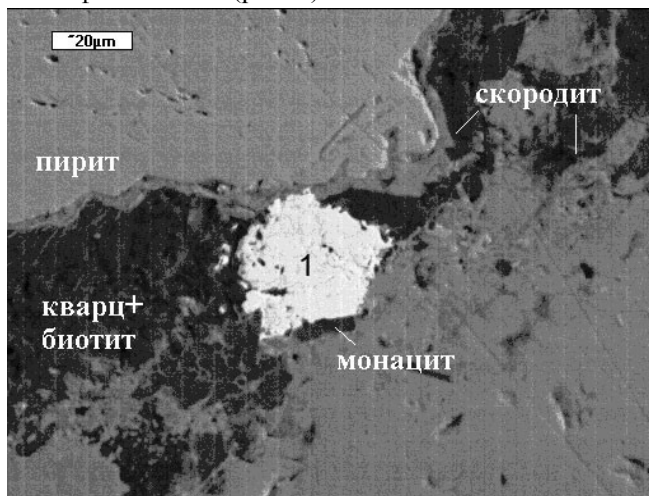


Рис. 1. Монацит в кварце среди пирита.

Снимок во вторичных электронах. 1-монацит. Аншлиф Зн-13-2-а.

На золоторудном месторождении Широ́тный монацит установлен в концен-
тратах проб-протолочек (табл.)

На золоторудных месторождениях Западного Узбекистана встречается рути-
ловая минерализация, например на участке Тилля-Таг Зиаэтинского рудного по-
ля. Здесь рутил отмечается в измененных (окварцованных полевошпатизирован-
ных, карбонатизированных) метаалевросланцах. Образует скопления игольчатых
кристаллов. Ассоциирует с хлоритом, карбонатом, полевым шпатом. Срастается с
самородным золотом (рис. 2). Состав рутила определен на микроанализаторе
Superprobe JXA-8800R и в пересчете на оксиды следующий (%): TiO_2 95,43-97,21;
 V_2O_5 1,13-1,43; SiO_2 1,24-8,57; Fe_2O_3 до 0,17-0,5.

Таблица

Результаты рентгеноспектрального локального анализа золотосодержащего концен-
трата участка Широ́тный (аналитик М.А. Ким)

Минерал	Содержание, %											
	P	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th	O	S	Ca	Fe	As
Монацит	12,7	14,49	31,38	1,76	9,73	1,15	1,13	27,29	0,09*	0,08*	0,41	0,80
	12,84	13,77	30,63	1,76	10,11	1,06	0,81	27,65	0,18	0,17	0,59	1,12
	12,46	13,82	30,89	1,86	10,00	1,19	0,30*	27,17	0,12	0,11	1,37	0,72

Примечание: 0,01 - на пределе чувствительности прибора.*

В составе образцов углисто-кремнистых пород (Тех-1, Тех-16, Тех-21, Кп-1, Д-6), отобранных в Центральном-Кызылкумском районе Узбекистана выявлены 30 микроэлементов, из которых в сравнении с кларком для земной коры 77 % явля-
ются избыточными, а 30 % могут быть признаны аномально избыточными. По
степени обогащения микроэлементы можно подразделить на три группы: 1) уме-
ренно-концентрирующихся в 3–100 раз (в последовательности увеличения степе-
ни концентрации: $\text{Ag} < \text{Ge} < \text{Cr} < \text{Tl} < \text{Pb} < \text{Sb} < \text{Ni} < \text{Zn} < \text{Cu}$; 2) сильно концен-
трирующихся в 150–300 раз: Ln (лантаноиды) $< \text{Se} < \text{Y}$; 3) аномально концентри-
рующихся в 3000–20000 раз: $\text{U} < \text{Mo} < \text{Te} < \text{Re}$.

Анализ нормированных на хондрит и часто используемый в настоящее время
литологический эталон, составленный на основе протерозойских глинистых
сланцев с Австралийской платформы (PAAS), содержаний лантаноидов в иссле-
дуемых породах (рис. 3) приводит к следующим выводам.

Проанализированные породы значительно обогащены лантаноидами как в
сравнении с хондритовым эталоном, так и в сравнении эталоном PAAS. При этом
они характеризуются относительно хондрита отчетливо нисходящим трендом
(падение относительных концентраций в направлении от легких лантаноидов к
тяжелым), относительно PAAS преимущественно субгоризонтальным трендом.
По уровню концентраций и характеру трендов исследуемые породы практически
тождественны породам бесапанской свиты, технологическим пробам золото-
углеродистых руд с месторождения Мурунтау, а также углеродистым рудовме-
щающим породам и золото-углеродистым рудам с Западной Калбы.

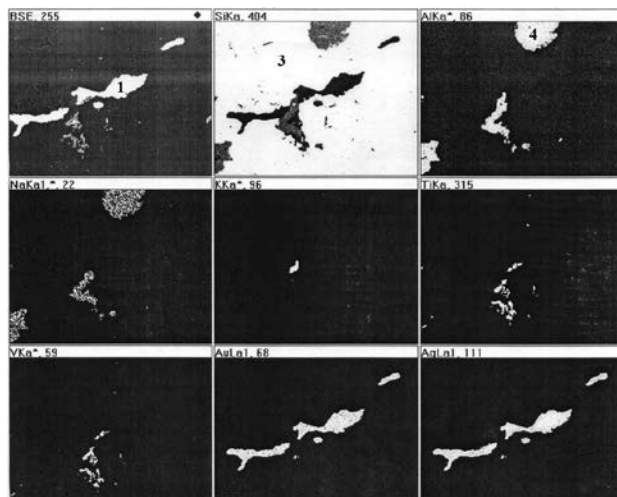


Рис. 2. Ассоциация самородного золота и рутила в кварце. Растровые снимки в характеристическом рентгеновском излучении. 1-самородное золото; 2-рутил, ванадийсодержащий; 3-кварц; 4-альбит. Аншлиф Тил-302

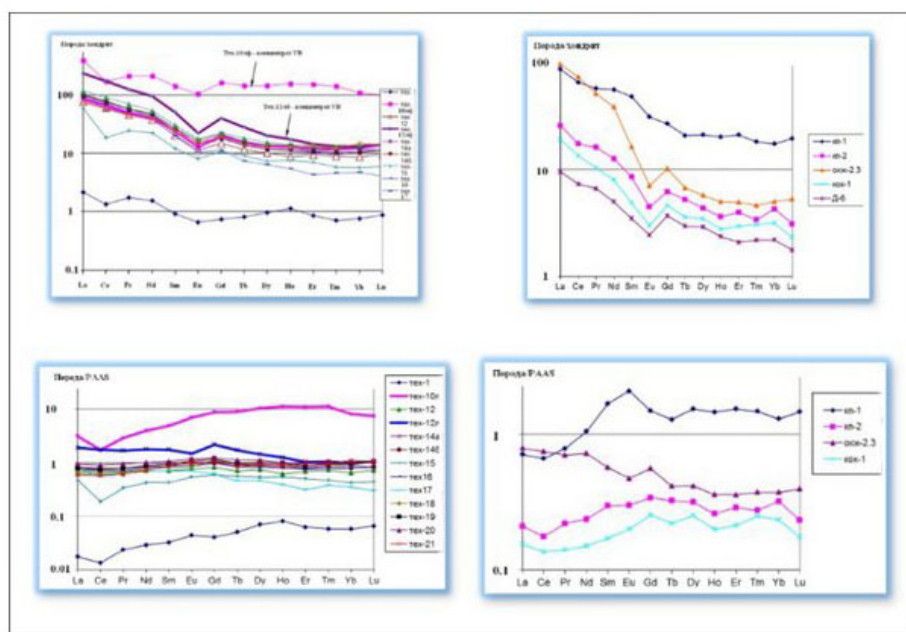


Рис. 3. Хондрит- и ПААС-нормированные тренды содержаний лантаноидов в исследуемых углеродистых породах и концентратах углеродистого вещества, а также в породах рудовмещающей беспанской свиты (Б-1...Б-9) и технологических пробах руд месторождения Мурунтау (ТП-1, 2) (данные В.И.Силаева).

На фоне пород и руд явной аномалией выглядят концентраты углеродистого вещества. Последние отличаются не только гораздо большей концентрацией лантаноидов, но и существенно иным их трендом, указывающим на существенное относительное обогащение элементами самариевой и иттриевой подгрупп.

В завершение следует отметить, что в Узбекистане имеются все предпосылки для выявления объектов с редкоземельным оруденением промышленного значения.

ОСОБЕННОСТИ ШТОКВЕРКОВОЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Рогулина Л.И.¹, Терebile В.И.², Невструев В.Г.³, Воропаева Е.Н.¹

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
rogulina@mail.ru*

²*ОАО Горнометаллургический комбинат «Дальполиметалл», Дальнегорск*

³*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Одна из главных задач металлогении - выявление основных закономерностей распределения металлов в земной коре и генетический анализ. Источником информации о принадлежности месторождения к определённом генетическому типу являются минералы. Поэтому изучение минералов и их распределения в определённых структурах месторождений – один из актуальных факторов металлогенического анализа.

Целью работы является изучение особенности рудной минерализации в штоковёрке Загадка на Майминовском Ag-Pb-Zn жильном месторождении Дальнегорского рудного района Приморья.

Объект исследования расположен в 200 м к СВ от разрабатываемых жильных рудных тел Майминовского месторождения Арцевской рудоносной структуры расположенной на северо-востоке рудного района.

Авторами детально исследована геолого-структурная позиция и минералогеохимические особенности Майминовского месторождения [1-3]. На месторождении разведано более 30 эшелонированно расположенных рудных тел в осадочной флишеидной толще с преобладанием песчаников. Рудные тела имеют северо-западное простирание с углами падения 56-80° на СВ, реже на ЮЗ. Форма рудных тел довольно сложная, чаще наблюдается сочетание кварц-сульфидных жил различной мощности с прожилково-метасоматическими зонами, кроме того отмечаются оруденелые зоны дробления в метасоматитах.



Рис. 1. Распределение рудной минерализации: а, б) – по слоистости и в пересекающих её прожилках; в) мелкая вкрапленность в метасоматите, аншлифы, натуральная величина.

Штокверковое оруденение в метасоматически изменённых песчаниках образует самостоятельное рудное тело, вскрытое штольневим горизонтом и скважинами. Рудная минерализация в нём развивается по слоистости флишеидной толщи (СВ) и в крест переслаивания пород (СЗ), а также образует мелкую неравномерно-рассеянную вкрапленность в метасоматите и в цементе брекчиевых руд (рис. 1 а, б, в).

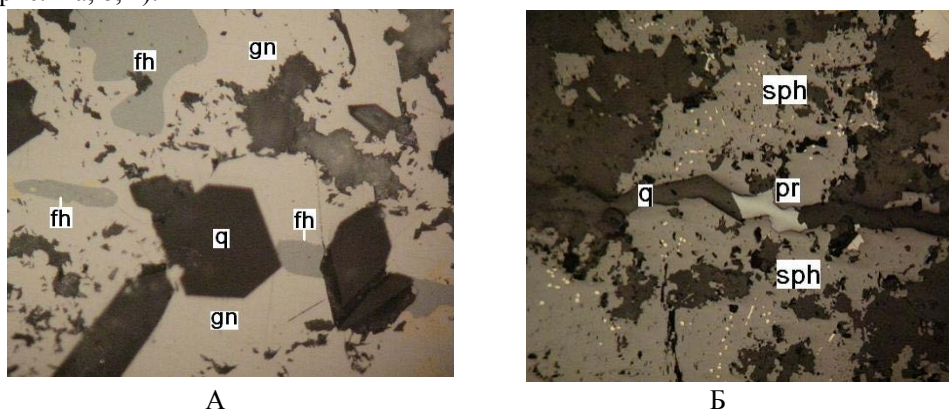


Рис. 2 Минералы поздней рудной ассоциации: а) блёклые руды (fh) в галените (gn) на участке интенсивного его замещения кварцем (q); б) пираргирит (pr) в микропрожилке кварца (q), секущем сфалерит (sph). Аншлифы ММ-225-29, ММ-225-23, X 500.

Причём СВ прожилки является наиболее ранними, они смешаются северо-западными (рис. 1 а). Выделяются следующие разновозрастные минеральные ассоциации: халькопирит – пирит – галенит – сфалеритовая, пирит – арсенопиритовая и акантит – блёклые руды – пираргиритовая. Минеральный состав продуктивной ассоциации раннего этапа оруденения в СВ структурах сопоставим с ассоциацией в СЗ трещинах, но отличается составом сфалерита, а также увеличением содержания пирита и арсенопирита. В первом случае сфалерит с густой вкрап-

ленностью халькопирита (марматит), а в секущих северо-западных – мало железистый клейофан, пирит здесь представлен ксеноморфными формами в тесной ассоциации с идиобластами арсенопирита. Арсенопирит содержит реликты галенита, сфалерита. Что указывает на переотложение минералов с выносом Fe в последующем процессе рудообразования. Парагенезис минералов серебра наложен на полисульфидный. Блёклые руды (фрайбергит) развиваются в галените, сфалерите, халькопирите на участках их интенсивного замещения более поздним кварцем и слоистыми силикатами смешанно-слоистой структуры типа монтмориллонита Пираргирита отмечается по границе скоплений ранних сульфидов в кварце и в микропрожилках кварца, секущих рудную минерализацию (рис. 2 а, б). Акантит образует микропрожилки и гнёзда колломорфной структуры в межзерновом пространстве галенита, халькопирита, сфаленита в тесной ассоциации с марганцевыми минералами манганозитом, вернадитом (рис. 3), (таблица).

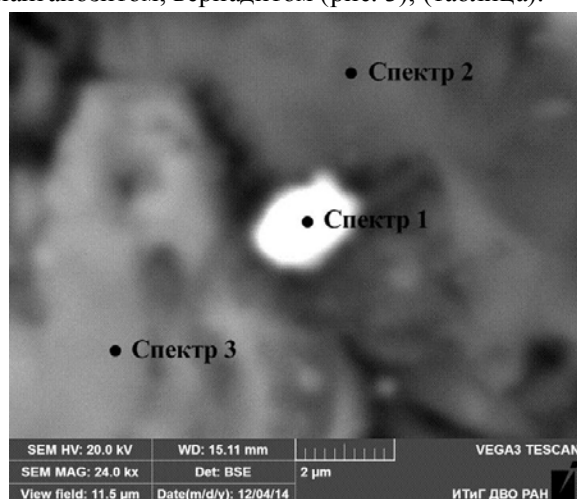


Рис. 3. Акантит в ассоциации с минералами марганца, аншлиф ММ-225-21.

Таблица.

Химический состав минералов по спектрам 1, 2, 3 (масс. %)

Спектры	O	Si	Ca	Mn	Fe	Mg	Al	S	Cu	Ag
1	23.82	5.55	1.34	67.53	1.76					
2	39.21	0.16	0.09	50.82		0.73				
3		0.90	3.18	15.13			0.23	11.04	1.80	67.71

Примечание: 1) спектры: 1 манганозит – $Mn_{0.82}O_1 (Si_{0.13}, Ca_{0.02}, Fe_{0.02})$, 2 вернадит – $Mn_1O_2 (Mg_{0.03}, Si_{0.005}, Ca_{0.24}) nH_2O$, 3 акантит $Ag_{1.82}S_1 (Al_{0.02}, Si_{0.09}, Ca_{0.23}, Mn_{0.8}, Cu_{0.08})$

2) анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN, фирмы TESCAN с кремний-дрейфовым детектором, X-Max80, аналитик Н.С. Коновалова ИТИГ ДВО РАН; 3) номера спектров сопоставимы с номерами на рис. 3.

Таким образом, совмещение в пределах штокверкового рудного тела Загадка разновременных минеральных парагенезисов в различно ориентированных структурах, где отчётливо проявлено пересечение ранних минеральных отложений поздними указывает на полистадийность гидротермального рудообразования в пределах Майминовского Ag-Pb-Zn месторождения, расположенного в зоне пересечения глубинных разломов Арцевской структуры, что значительно увеличивает его перспективы.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН – грант 15-I-2-094

Литература

1. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометальная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Часть 138. Выпуск 5. С. 29-40.
2. Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Теребило В.И. Конвергентность жильного эпитепидального оруденения Арцевской рудоносной площади Дальнегорского рудного района (Приморье) // Мат-лы 2-ой Всерос. научн.конф. Благовещенск. 2012. С.132-135.
3. Рогулина Л.И. Топоминералогия Арцевской рудоносной структуры (Дальнегорский рудный район, Приморье) // Материалы Международной практической конференции: «Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твёрдых полезных ископаемых» Судакские геологические чтения – IV (IX). 16-22 сентября 2013. Г. Судак, Крым, Украина. 2013 С. 92-94.

ПРИВОД БУРОВЫХ УСТАНОВОК

Роев М.Н.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Силовой привод является неотъемлемой частью бурового станка и во многом определяет его технические параметры и эксплуатационные характеристики. Буровые установки в зависимости от конструкции и назначения механизмов оснащены различными силовыми приводами: на базе двигателей внутреннего сгорания, электрических, гидравлических и пневматических двигателей. В современных буровых установках для геологоразведочного бурения в качестве силового привода применяются в основном электродвигатели переменного тока и двигатели внутреннего сгорания. В последнее время на буровых установках для привода машин и механизмов активно применяют гидравлические двигатели. Тот или иной тип привода выбирают с учетом местных энергоресурсов, транспортировки и снабжения горюче-смазочными материалами.

При наличии линии электропередачи применяют электродвигатели переменного тока, которые имеют ряд достоинств: малую массу, высокий КПД (до 90 %), высокий коэффициент кратковременной перегрузки (1,8 – 2,5), надежность в работе, реверсивность, простоту в обслуживании и управлении. В приводах буровых установок геологоразведочного сортамента широко используют асинхронные электродвигатели трехфазного типа, имеющие жесткую характеристику.

По количеству механизмов, подключаемых к одному двигателю, выделяют три типа приводов:

1. Индивидуальный привод на каждый исполнительный механизм. Такая схема подключения механизма позволяет наиболее точно подобрать характеристику к исполнительному элементу с наименьшими затратами мощности.

2. Групповой привод. В этом случае все исполнительные механизмы установки получают привод от одного двигателя. Обычно такая схема привода применяется на самоходных буровых установках.

3. Комбинированный привод. При таком приводе основные исполнительные органы бурового станка (вращатель, лебедка) приводятся от одного двигателя, а все другие механизмы (насос, трубооборот, глиномешалка и др.) – от другого. Такая схема привода применяется у большинства передвижных и блочных установок различного назначения.

К силовому приводу предъявляются следующие требования: легкость и компактность, экономичное потребление горюче-смазочных материалов или электроэнергии, простота и легкость монтажа, надежность в работе, простота обслуживания и ремонта, гибкость характеристики.

Под гибкостью характеристики понимается способность силового привода автоматически или при участии оператора быстро приспосабливаться к изменяющимся в процессе работы нагрузкам и скоростям движения исполнительных механизмов, обеспечивая наивысшее использование мощности.

Большое внимание уделяется разработке регулируемого привода на базе двигателей постоянного тока с тиристорным управлением, который позволяет плавно регулировать частоту оборотов от 0 до 1500 об/мин, что полностью отвечает требованиям технологии бурения. Благодаря высокой перегрузочной способности двигателя и возможности плавного пуска исполнительных механизмов существенно упрощается кинематическая схема станка, отпадает необходимость в фрикционе и коробке передач.

Широко применяется на отечественных и зарубежных буровых установках гидравлический привод, который представляет из себя совокупность устройств для приведения в движение механизмов и машин с помощью гидравлической энергии. В качестве первичных двигателей в гидроприводах применяют двигатели внутреннего сгорания и асинхронные электродвигатели переменного тока.

Основными достоинствами гидропривода являются: возможность бесступенчатого регулирования частоты вращения выходного вала гидромотора, удобство компоновки бурового оборудования, защиты от перегрузок, простота и легкость управления, реверсирования.

К недостаткам гидропривода относятся более низкий по сравнению с механическими передачами КПД гидropередачи, необходимость предохранения рабочей жидкости от проникновения в нее воздуха.

Пневматические двигатели применяют в приводах оборудования для бурения скважин из подземных горных выработок при централизованном снабжении сжатым воздухом. Они обладают плавностью регулирования частоты вращения приводного вала, взрывобезопасностью.

Основным недостатком пневмодвигателей является низкий КПД.

Из опыта работ предприятий и организаций, проводящих буровые работы в Республике Саха, можно сделать следующие выводы по применению буровых установок:

1. При бурении мелких скважин на инженерно-геологических изысканиях в основном применяются самоходные буровые установки УРБ -2А2 на базе автомашин КАМАЗ, УРАЛ с гидравлическими приводами на исполнительные механизмы, которые показали высокую эффективность применения данных буровых установок.

2. При бурении геологоразведочных скважин колонковым способом в ГУГПП «Якутскгеология», геологических предприятиях АК АЛРОСА применяются в основном буровые установки с электрическим приводом от линий ЛЭП, что ведет к существенному снижению затрат на производство геологоразведочных работ.

3. Предприятия ведущие буровые работы в тундровой зоне Республики, в основном, применяют в качестве привода двигателя внутреннего сгорания, что обусловлено отсутствием в районах буровых работ линий электропередач.

4. Широко применяются в организациях, ведущих буровые работы, буровые установки зарубежных фирм (AtlasCorpo, BoartLongyear и др.), имеющие автономные электростанции и гидроприводы на отдельные механизмы. Результаты работ этих установок: высокая производительность, высокое качество кернового материала.

Недостаток – высокая стоимость запасных частей и их отсутствие в районах работ.

Литература:

1. Волков А.С. Машинист буровой установки. 2003г. Москва, ВИЭМС.
2. Отчеты буровых работ ГУГПП «Якутскгеология», АК АЛРОСА.
3. Рябчиков С.Я. Буровые машины и механизмы. Томск, Изд. ТПУ. 2013г. с.42 – 47.

ТЕМНОЦВЕТНЫЕ МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НАЛЬЧАНСКОГО РЯДА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Роев С.П.

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

Нальчанский ряд магматических пород приурочен к одноименному крупному надвигу в пределах Момо-Селенняхской тектонической зоны Верхоянской окраины Сибирского континента. Интрузивные тела вытянуты цепочкой в субмеридиональном направлении вдоль разлома, по которому палеозойские карбонатные породы надвинуты на юрскую терригенную толщу. С юга на север здесь вскрываются: Джемтогунская группа штоков, Джебдыгинский массив и массив Чук, между которыми картируются многочисленные малые интрузии и дайки.

Джемтогунская группа штоков сложена мелкозернистыми диоритами, фациально сменяющимися габбродиоритами и тоналитами, интродуцированными гранодиоритами. В составе *Джебдыгинского* массива преобладают гранодиориты, включающие ксеноблоки мелкозернистых диоритов. Последние слагают также северо-западную часть выхода и, в свою очередь, содержат ксеноблоки среднезернистых габбро. В западной части массива закартирован локальный выход “гибридных” кварц-олигоклазовых пород, с многочисленными корродированными и резорбированными крупными зернами основного плагиоклаза, пироксенов и амфибола. Эти породы, вероятно, образованы в результате раскристаллизации остаточного расплава глубоких горизонтов массива. Наиболее крупный по площади массив *Чук* сложен в основном гранодиоритами, с фациальными переходами к кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам. В гранодиоритах отмечены ксеноблоки мелкозернистых диоритов. В эндо- и экзоконтактовых ореолах массивов и вдоль пересекающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации и сульфидизации, несущие золотую минерализацию.

Одноименные разности пород всех массивов обладают общностью петрографического состава, текстурно-структурных особенностей и типоморфизма минералов, что позволяет дать их сводное описание.

Габбро и габбродиориты обладают габброофитовой, диабазовой, участками пойкилоофитовой и микропегматитовой структурой. Они сложены основным плагиоклазом и амфиболом, с подчиненным количеством пироксена и биотита и иногда содержат до 2% интерстиционного кварца и кварц-калишпатовых пегматоидных срастаний.

Диориты и кварцевые диориты - призматическизернистые, гипидио- морфнозернистые; в эндоконтактах массивов и в дайках - невадитовые, порфиоровые, с микрогипидиоморфной и криптовой основной массой. От габброидов они отличаются меньшим суммарным содержанием темноцветных минералов (в среднем,

30%) при большем - кварца и биотита (13% и 9%) и стабильной примесью калишпата (в среднем, 0,8%).

Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты и граниты часто различаются между собой лишь количественными соотношениями силикатных минералов. Породы в центральных частях интрузивных выходов среднезернистые, с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурой. В эндоконтактах - мелкозернистые, иногда такситовые, порфировидные и порфировые; основная масса аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая, участками микропегматитовая.

Темноцветные минералы в описываемых породах представлены ромбическим и моноклинным пироксеном, амфиболом и биотитом.

Пироксен даже в габброидах количественно уступает амфиболу (в среднем, 43 и 9%). В диоритах его содержание не превышает первых %, а в более кислых породах обычно наблюдаются только его реликты. Ранняя генерация - авгит и субкальциевый авгит (wo 21-16 en 37-41 fs 25-32 jad 0-6) парагенетичны с основным лабрадором и кристаллизуются при повышенных давлениях ($Al^{VI} > Al^{IV}$) и температурах (максимальных до 1250°C). Устанавливаются спорадически высокие содержания Cr_2O_3 до 0,37%. Более поздний парагенезис высококальциевого авгита-салита (wo 38-42 en 38-41 fs 10-16 jad 1-2 tsch 4-7) и ортопироксена (wo 0-3 en 50-51 fs 37-38 jad 0-1 tsch 0-7) образуется в широком интервале температур и давлений: 1040-840°C и 6-0,5 кбар (рис.1)[4, 5].

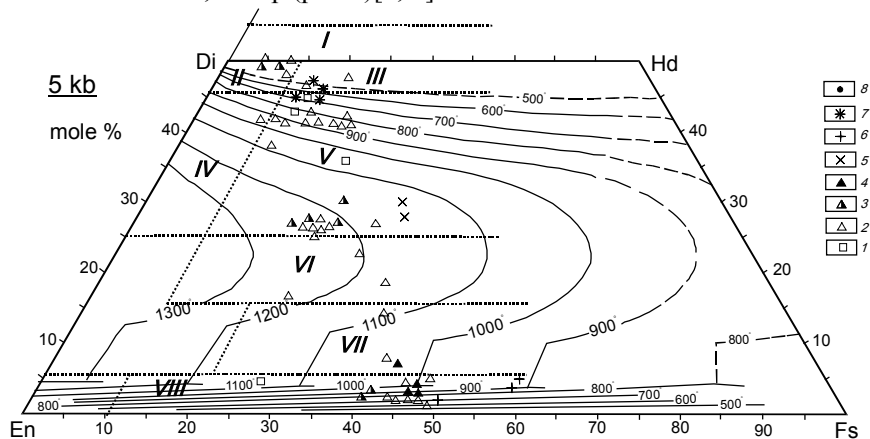


Рис. 1. Пироксены магматических пород Нальчанского узла.

1-среднезернистые габбро, 2-мелкозернистые диориты, 3-то же, измененные, 4-дайки диоритовых порфиров, 5-гранодиориты, 6-лейкограниты, 7-лампрофиты.

Поля диаграммы: I – фassaит, II – диопсид, III – салит, IV – эндиопсид, V – авгит, VI – субкальциевый авгит, VII – пижонит, VIII – ортопироксен.

Амфибол преобладает среди темноцветных минералов всех пород, за исключением плагиогранитов и гранитов. Кристаллизуется вместе с андезином и дает гомоосевые псевдоморфозы по пироксенам. Представлен обыкновенной роговой

обманкой с f от 20 до 52% и высокими концентрациями галогенов (до 1,5% Cl и до 1,4% F). Давление при его образовании, оцененное по отношению Al^{IV}/Al^{VI} (0-3) варьировало от 3 до 0,5 кбар [3].

Биотит в породах основного и среднего состава образуется только на позд-немагматическом этапе, замещая амфибол. В породах кислого состава - на средне- и позднемагматическом этапах. Характеризуется повышенными концентрациями галогенов ($Cl=0,4-1\%$, $F=0,4-1,9\%$) и невысокой железистостью (37-57%). По соотношениям $f\text{-}F$ биотиты габброидов и меланократовых диоритов соответствуют биотитам производных мантийных магм, а более кислых пород - биотитам производных диорит-гранитных ассоциаций [1]. Температура кристаллизации биотита закономерно снижается от 950-900°C для габброидов до 840-700°C - для гранодиоритов, плагiogранитов и гранитов (рис.2) параллельно с ростом его железистости и снижением потенциала кислорода при его образовании [2]. Максимальные значения активности воды и хлора в системе, напротив, достигаются при высокой температуре ($\log f\text{ H}_2\text{O}=2,7-4,2$; $\log f\text{ HCl}=2,6-4,6$, - рассчитано по [6]) и соответствуют этим параметрам продуктивных золотоносных систем.

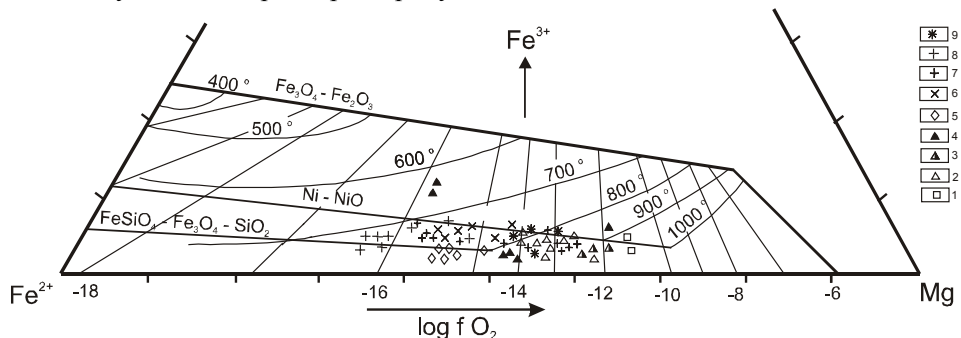


Рис. 2. Температуры и окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов магматических пород Нальчанского ряда.

1-габбро, 2-3-диоритов, 4-диоритовых порфиритов, 5-гибридных пород, 6- гранодиоритов, 7-гранитов. $\log f\text{ O}_2$, линии буферных равновесия - по Е.В. Негрей (1983).

Таким образом, состав темноцветных минералов позволяет оценить условия образования магматитов, исходя из активности воды и хлора в биотите можно предполагать золотоносность, связанную с магматическими породами Нальчанского узла.

Литература:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. - М.: Недра, 1986. -192 с.
2. Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. - М.: Наука, 1983. - 168 с.
3. Hammerstrom J.M., Zen E. Aluminium in Hbl an empirical igneous. // Amer. Mineral. - 1986. Vol. 71, N 11-12. - P. 1297-1313.

4. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry /Amer.Miner., 1983, v.68. P.477-493.
5. Mercier J.-L.C. Single pyroxene thermobarometry.//Tectonophysics, 1980, vol.70.-P. 1-37.
6. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. //Amer.Mineral., 1985, N 9. - P. 1228-1272.

МИКРОФИТОЛИТЫ, СТРОМАТОЛИТЫ НОХТУЙСКОГО РАЗРЕЗА.

Рожин С.С.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

По левому берегу Лены, выше пос. Мача, против устья р. Мал. Патом находится один из наиболее обнаженных разрезов протерозоя (Нохтуйский), где вскрываются толщи протерозоя (верхнего рифея, венда) и кембрия [1].

- Верхний рифей - ченчинская свита (RFз чн) сложена известняками и доломитами, строматолиты образуют караваеобразные биогермы, биогермные массивы; микрофитолиды - в прерывистых линзовидных прослоях.

- Венд – жербинская (V1 dz), тиэрбэсская (V1 tz) (нижний венд) и тинновская (V2 tn) (верхний венд) свиты.

- Нижний кембрий – нохтуйская (Є₁ nh), мачинская (Є₁ mч), лимпейская (Є₁ lm), олекминская (Є₁ ol) и чарская (Є₁ чг) свиты.

Микрофоссилии протерозоя и кембрия изучали Е.А. Рейтлингер [1948, 1959], Якшин, Лучинина [5], П.Н. Колосов [2, 3], М. С. Якшин [5] и др.



Рис.1. Биостром куполовидный желваково-столбчатых строматолитов группы *Tinnia Dolnik* в ченчинской свите верхнего рифея.

Выделение рифейских эратем и вендской системы основано на изучении четырех ассоциаций строматолитов и микрофитолитов, границы их проконтролированы данными абсолютной геохронологии.

В карбонатных породах докембрия встречаются строматолиты и микрофитолиты (фитолиты) - результат жизнедеятельности сине-зеленых водорослей и бактерий (цианобионты).

Ченчинская свита (RFз чп) сложена известняками и доломитами пестроцветными хемогенными и фитогенными с прослоями аргиллитов. Строматолиты образуют караваяобразные биогермы, биогермные массивы (рис. 1); микрофитолиты - в прерывистых линзовидных прослоях - *Asterosphaeroides serratus*, *Radiosus praerimosus*, *Osagia crispa* (рис. 2А, Б). В нижнеченчинских известняках известны желваковые строматолиты *Tinnia patomica* Dol. и др., в верхнеченчинских, кроме того, – *Patomica ossica* Kryl., *Inzeria gigantea* Dol., *Lenia jascutica* и др. Строматолитовые биогермы ченчинской свиты представлены крупными и средними по размеру формами (рис. 2В, Г). Микрофитолитовые текстуры наблюдаются на поверхности пластов известняков (рис.3А).

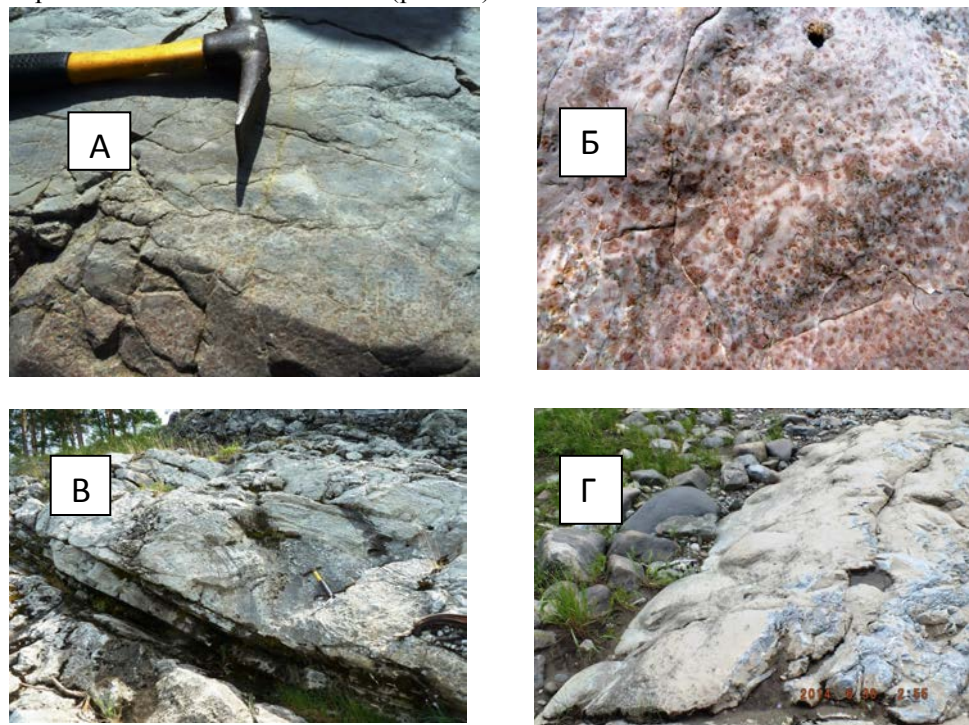


Рис. 2. Текстуры органогенных известняков:

А - микрофитолитовая текстура в известняке ченчинской свиты, Б - деталь, В - биостромы среднего размера в ченчинской свите нижнего рифея, Г - караваяобразные биостромы в кровле пласта ченчинской свиты.

В жербинской свите (V1 dz) описаны *Linella zhuica* Schenf., *Dgerbia grumulosa* Dol.; в тизрбэсской свите (V1 tz) - наиболее богато охарактеризована водорослевыми остатками пачка тонкослоистых черных кремнистых и фосфатно-кремнистых пород в самой кровле свиты; Среди органостенных микрофоссилий доминируют мелкие сферические образования (акритархи) с различным строением оболочек, принадлежащие в основном к фитопланктону. В меньшем количестве представлены нитчатые и колониальные коккоидные прокариотические водоросли [5]; В тинновской свите (V2 tn) описаны *Paniscollenia emergens* Kom., *Voxonia grumulosa* Kom. [4]. В вышележащих кембрийских свитах довольно часто встречаются разнообразные строматолиты и микрофитолиты. Например, в нохтуйской свите (E_1 nh) описаны органогенные доломитизированные и перекристаллизованные битуминозные известняки [3]. В известняках мачинской свиты (E_1 mč) отмечаются бугры биостромов в кровле массивного слоя строматолитового известняка (рис. 3Б), послойные строматолиты (рис. 3В) и микрофитолитовые текстуры в кровле слоя (рис. 3Г). Аналогичные текстуры и послойные строматолиты наблюдаются в лимпейской (E_1 lm), и олекминской (E_1 ol) свитах.

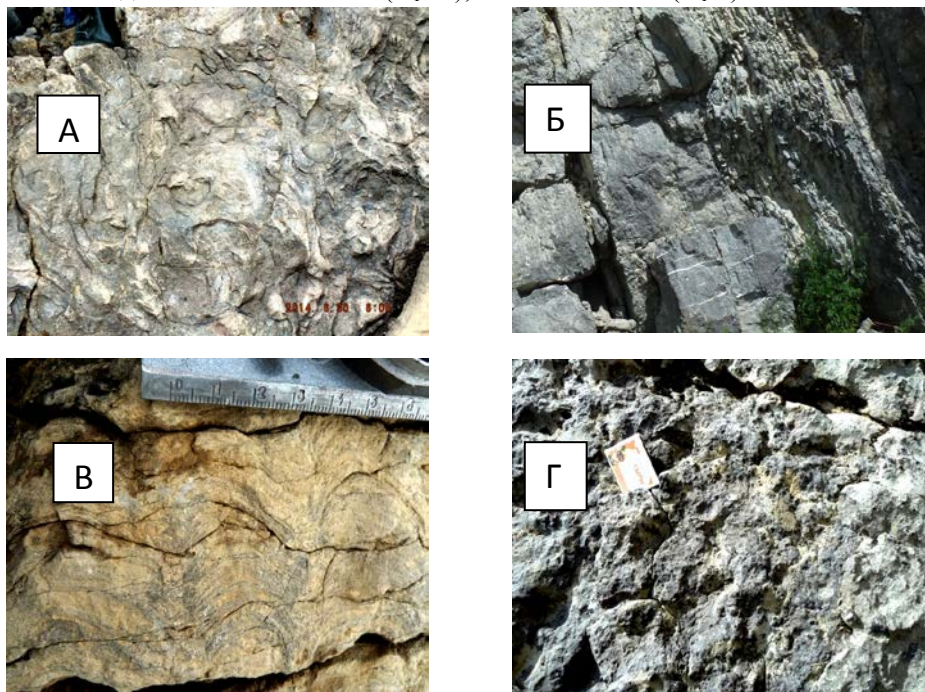


Рис. 3. Строматолитовые текстуры в известняках: А - микрофитолитовая текстура кровли слоя известняков ченчинской свиты, Б - «бугры» биостромов в кровле массивного слоя строматолитового известняка мачинской свиты, В - послойные строматолиты в нижней части мачинской свиты, Г - микрофитолитовая текстура кровли слоя известняков мачинской свиты.

Литература.

1. Колодезников И.И. и др. Учебная общегеологическая практика на Нохтуйском полигоне: методические указания – Якутск, 1992. – 64 с.
2. Колосов П.Н. Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области// Отечественная геология. 2010.№6. С. 49-56.
3. Колосов П.Н. Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба. 2011.
4. Титоренко Т. Н. Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты) : учеб.-метод.пособие / Т. Н. Титоренко, С. А. Анисимова, А. Ю. Анисимов. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2012. – 117 с.
5. Якшин М. С. Водорослевые микрофоссилии из опорного разреза венда Патомского нагорья (Сибирская платформа). Новости палеонтологии и стратиграфии, 2002, вып. 5, с. 12-31. Приложение к журналу "Геология и геофизика ", т. 43.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСНОВНЫХ УГЛЕОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДИАГЕНЕЗЕ И КАТАГЕНЕЗЕ И РОЛЬ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕФМАНА-ВАССОЕВИЧА

Рябинкин С.В.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар, Ryabinkin@geo.komisc.ru

Торф (и соответственно уголь) представлен остатками и тканями растений, неодинаково измененными в различно заболоченных участках. Менее устойчивые ткани содержат целлюлозу, гемицеллюлозу и протеин. Именно они и являются основным исходным материалом гумуса, который содержится в болотах, в торфянике, гуминита в бурых углях и бесструктурного витринита (коллинита) в каменных углях [2]. От исходного материала и условий его захоронения (и преобразования) на торфяной градации процесса углеобразования формируется и вещественный состав углей. В работе [2] отмечается, что в биохимических и физико-химических реакциях исходного материала углей – во всей массе отмерших растений и микроорганизмов – происходят самые разнообразные явления, которые недостаточно исследованы. Особенно это касается в первую очередь распада и синтеза соединений, что в итоге приводит к образованию весьма разнообразных и очень сложных веществ.

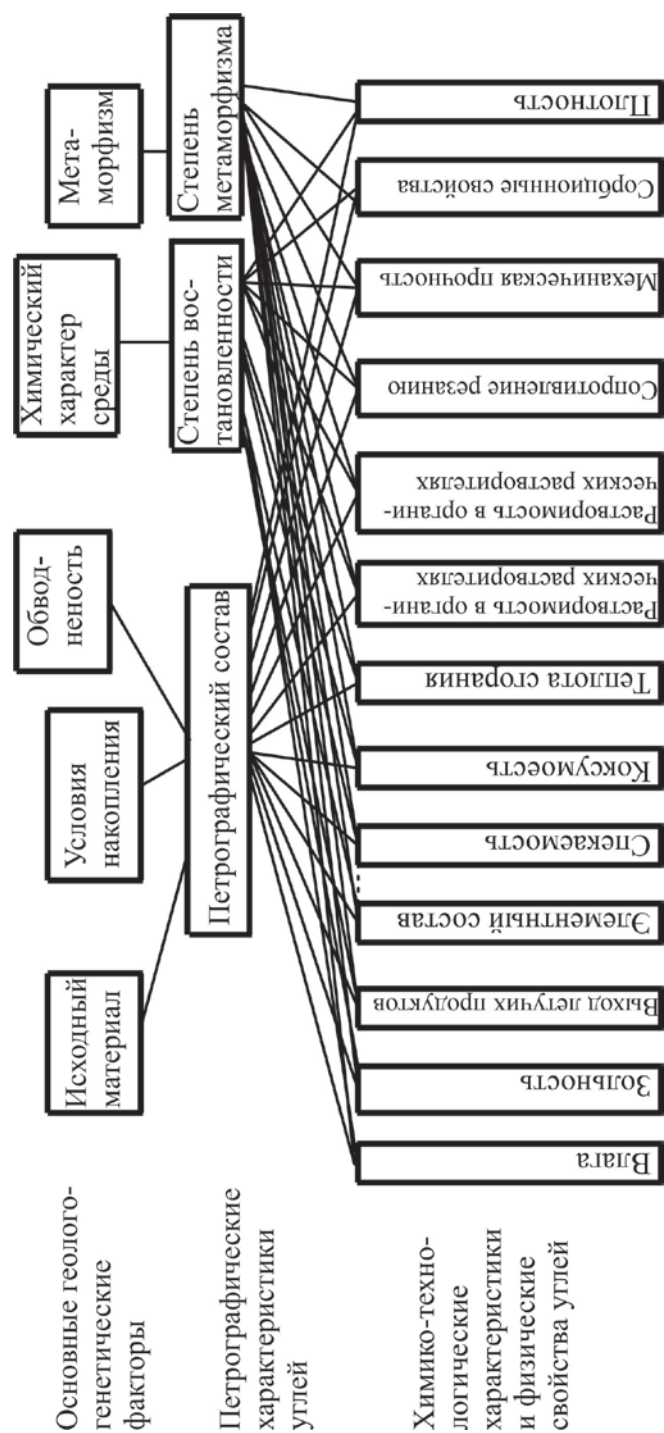


Рис. 1. Влияние основных геолого–генетических факторов торфо– и углеобразования на свойства углей ([2, с дополнениями]

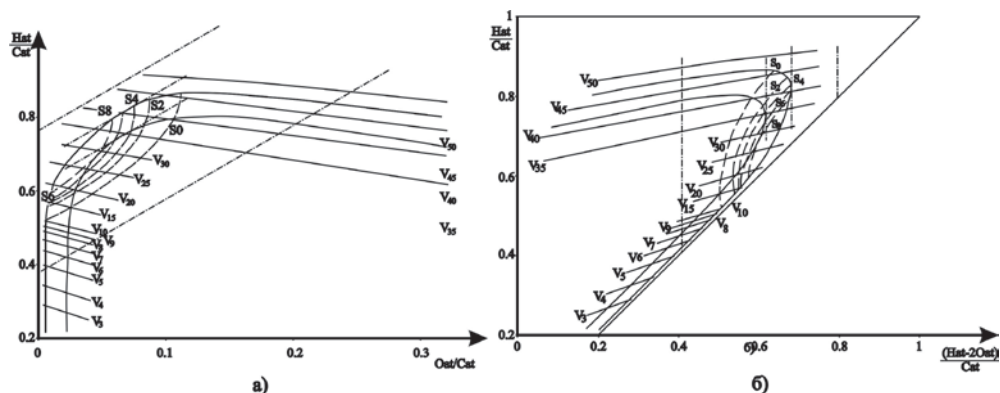


Рис. 2. Положение на диаграмме Кревелена (а) и Лейфмана–Вассоевича (б) линий равных значений летучих продуктов (сплошные линии с цифрами) и линии равных индексов вспучивания (пунктирные линии с цифрами).

Примечание: линии равных значений обезвоживания на этих рисунках представлены штрих–пунктирными прямыми.

Исследование параметров, благоприятных для торфообразования и углеобразования, выявило, что на состав и свойства этих факторов влияли следующие геолого–генетические факторы: состав исходного органического материала, условия накопления массы (и органической, и неорганической), степень насыщения влагой в древних торфяниках, химический характер обстановки, в которой происходило накопление и изменение органического (и неорганического) материала и градации углефикации (катагенеза или метаморфизма) органического вещества. Неодинаковый петрографический состав, а также различия в степени восстановленности в отдельных пластах и месторождениях как раз и отражают влияние различных (первичных) факторов. Все это представляет уже описанные факты (см. [1, 2, 5, 7 и др.]).

В процессе катагенеза ингредиенты углей существенно и с неодинаковой скоростью меняются. Это послужило основой для прогноза влияния основных геолого–генетических факторов торфо– и углеобразования на свойства торфов и углей (рис. 1, [2, с дополнениями]). В работе [6] отмечено, что вещественный состав, градация метаморфизма и степень окисления определяют химическую природу торфа и угля, поэтому их изменение сказывается в первую очередь и на характеристике и на элементном составе, что приводит к изменению их свойств. В этой же работе отмечаются затруднения, с которыми сталкивались классификации углей на основе элементного состава.

Но эти трудности возникают и при решении уравнений материального баланса при расчете генерации углефикационных флюидов [1]. Более того, в работе [4, стр.118] прямо указано " ... метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две стороны единого

процесса ...", но не только углеводородных флюидов, вообще всех флюидов, и главное **воды!**

В исследовании [3] содержится очень простая и тем не менее важная информация о том, что в координатах Кревелена (или Лейфмана–Вассоевича [5]) следы выхода летучих продуктов торфо– и углефикации теоретически представляются прямыми линиями. Так, если вещество $C_nH_mO_p$ теряет n воды (при том, что его атомные отношения $H/C = y$ и $O/C = x$), тогда обезвоживание, согласно уравнению $H_2O = 2x + (y - 2x)/c$, будет соответствовать прямым линиям, постоянно имеющим наклон равный 2. На рис. 2 видно, что эти прямые линии, отвечающие дегидратации углей, проходят через характерную область, совпадающую с основным технологическим (спекающимися) свойствами углей [3, с дополнениями]. Ранее, нами было показано, что эта область, может соответствовать "...области инверсии метанового и углекислотного газогенерационного потенциала ОБ угля"[7, стр.389].

Литература

1. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород / Под ред. С.Г.Неручева. Л.: Недра, 1983. 183 стр.
2. Еремий И.В., Броневец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование: Справочник. М.: Недра, 1994. 254 стр.
3. Кревелен Ван Д. Графостатистический метод изучения структуры и процессов образования угля / Под ред. Караваева Н.М. // Сб. II. М.: Изд-во Иностранной литературы, 1951. С.11–43.
4. Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений / Т.И. М.: Наука, 1969. С.113–123.
5. Лейфман И.Е. Графостатистический анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С.9–16.
6. Панченко С.И., Клопотов И.К. Классификация спекающихся углей // 1959. № 3. С. 6–14.
7. Рябинкин С.В. Область инверсии газогенерационного потенциала органического вещества углей // Доклады АН. 1996. Т.346. № 3. С.387–389.

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО AU-AG ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Савва Н.Е.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО г. Магадан (savva@neisri.ru)*

Палеозойское эпитермальное оруденение Северо-Востоке России сосредоточено в Кедонском вулканическом поясе (КВП) [1] на Омолонском кратонном тер-

рейне. По мнению В.Н. Егорова, КВП представляет собой крупный фрагмент (400 × 80) км) Циркумсибирского окраинно-континентального пояса. Вулканиды пояса перекрывают породы докембрийского фундамента и фанерозойского осадочного чехла. КВП включает в себя субаэральные покровные образования кедонской серии и синхронные им субвулканы и экструзивы, его возрастной диапазон охватывает девон и начало раннего карбона.

К настоящему времени разведаны и частично отработаны Au-Ag месторождения: Кубака, Дубль, Биркачан, Бургали, Ольча, Юный, Магнитный, Прогнозный. Спецификой этих месторождений является то, что все они могут быть отнесены к низко сульфидизированному (LS) типу [2] и по характеру минерализации контрастно отличаются от позднемезозойского золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Низкая сульфидность руд позволяет отнести их также к легкообогатимым.

Для палеозойского оруденения золото-серебряной формации на Омонском кратонном террейне выделено два типа (субформации) – золотой (отношение золота к серебру – 1:1 - 1:5) и золото-серебряный (отношения золота к серебру – 1:10-20 и более) [1]. Руды локализованы в телах жильного и прожилково-жильного типа и сопровождаются ореолом рудоносных метасоматитов различной мощности. Рудные тела располагаются в пределах выходов вулканитов кедонской серии или субвулканических тел, а также в экструзиях и субвулканах кислого состава, а также подстилающих их трахиандезитах. Структурно оруденение приурочено к локальным вулканоструктурам; обычно это краевые части крупных депрессий или провалов (депрессионного этапа развития), осложненные экструзивно-купольными поднятиями или вулканическими куполами, в ядерной части которых обнажаются субвулканические тела кислого состава.

Рудные тела представлены преимущественно жилами мощностью от 1 до 3 м, (Ольча, Бургали, Биркачан, Магнитный) с раздувами до 15-20 м (Кубака), реже сериями прожилков мощностью от 5 см до 1-20 см (Юный, Прогнозное, Дубль, Инняга) [3, 4]. Тектурные особенности типичны для эпитермальных Au-Ag месторождений – колломорфно-полосчатые, брекчиевые, кокардовые. В составе жильно-метасоматических минералов традиционно присутствуют халцедон, кварц, адуляр, гидрослюда и каолинит. Но в отличие от подобных месторождений мезозойской эпохи в околорудных метасоматитах весьма слабо развита или вообще отсутствует сульфидизация.

Рудная минерализация весьма специфична [3-6]. В первую очередь, это низкая до убогой сульфидность руд, что связано с пониженными (по сравнению с мезозойскими) содержаниями S, As и Sb в рудах ранних этапов. Здесь постоянно присутствуют Fe- и Cu-колчеданы серебра – штернберgit, аргентопирит, маккинстит, штроеерит, ялпайт. На поздних этапах, связанных с мезозойской тектономагматической активизацией, появляются фрейберgit, селениды серебра, полибазит, стефанит.

Таблица.

**Сравнительная характеристика палеозойских Au-Ag месторождений
Омолонского кратонного террейна**

Месторождение	Вмещающие толщи	Au:Ag	Средняя проба, ‰	Сульфидность руд, %	Минеральные ассоциации
Золотая субформация (отношение золота к серебру как 1:1 - 1:5)					
Кубака	Андезиты кедонской серии (D ₃ -C ₁) и риолиты (K ₁)	4:1-1:1	250-750	Менее 0,5	1. Кварц-адуляр-штернберgit- электрум 2. Кварц-адуляр- фрейбергит-селениды серебра-электрум-кюстелит-самородное серебро
Биркачан	Силлы и субвулкны риолитов гурникской и кедонской свит (D ₃ -C ₁)	1:5	450-800	1-2	Кварц-адуляр-пирит-селениды серебра- селеностефанит-электрум
Магнитный	Андезиты и трахидациты и (D ₃)	1:1	250-750	2-3	Кварц-адуляр-арсенопирит-гематит-фрейбергит-электрум
Ольча	Ксенотуфы риолитов (D ₂₋₃ и J ₃ ?)	1:5	350-800	1-2	1. Кварц-гематит- электрум 2. Кварц-адуляр-фрейбергит-маккинстриит-науманнит-акантит-электрум
Бургали	Андезибазальты и трахидациты (D ₂₋₃), дайки диоритов (C ₁)	1:5	350-750	1-2	Кварц-адуляр-полибазит-Те и Au содержащий-ютенбогаардит-висмутин-электрум
Прогнозное	Туфы андезидацитов и дайки андезибазальтов (D ₂₋₃)	2:1	750-850	0,3	Кварц-барит-гематит-электрум
Золото-серебряная субформация (отношения золота к серебру 1:10-20)					
Юный	Риолиты и туфы риолитов (D ₂₋₃)	1:20	250-650	3-5	Кварц-адуляр-пирит-галенит-петровскаит-акантит-ютенбогаардит-электрум
Инняяга	Риолиты (D ₂₋₃)	1:10	748-793	3-5	Кварц-адуляр-кальцит-хлорит-пирит-халькопирит-гематит-акантит, электрум
Дубль	Лавы и туфы андезитов (D ₂₋₃)	1:30	561-750	3-5	Кварц-адуляр-барит-галенит- фрейбергит-гессит--электрум

Большинство месторождений имеет полихронный стиль развития. *Ранний этап* – отражает особенности состава фундамента Омолонского террейна, являющегося также и фундаментом палеозойских вулканических построек (гнейсы, метабазиты, железистые кварциты). В рудно-минералогическом плане, как уже

упоминалось, это отсутствие сульфидов, либо низкая сульфидность, наличие гематита и золото-гематитовых парагенезисов (Ольча, Прогнозное), также отсутствие минералов Sb и As. *Поздний этап* – связан с влиянием мезозойской тектономагматической активизации. При этом происходит пространственное совмещение мезозойского вулканизма, синхронного формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В результате осуществляется более высокая дифференциация Au и Ag, фиксирующаяся по наличию в рудообразующих системах, самородного серебра, кюстелита, по появлению в рудах Sb-As сульфосолей, арсенопирита, фрейбергита. Особенно ярко это проявлено на месторождении Кубака. В вулканоплутонических системах происходит привнос Bi и Te (Бургали, Дубль). Полихронный стиль развития четко отражается на гистограммах пробности самородного золота (от кюстелита до электрума). Гистограммы обычно характеризуются полимодальным распределением пробности золота и высокой дисперсией этого показателя. В таблице, приводятся основные характеристики изученных автором палеозойских месторождений Омогонского кратонного террейна.

Таким образом, эпitherмальные золото-серебряные месторождения КВП по многим минералогическим параметрам не сопоставимо с месторождениями ОЧВП [5]. Эти различия вызваны составом субстрата вулканических структур, так и различной тектонической обстановкой. Подвижной в складчатых областях и спокойной на жестких массивах.

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 14-17-00170.

Литература:

1. Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омогонского массива. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004, 20 с.
2. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Металлогения золота и серебра кедонского(D₂₋₃) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) //ДАН, 2011, том 439, № 5, с. 460 – 484.
3. Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Особенности генезиса сульфидов золота и серебра месторождения Юное (Магаданская область) //Геология и геофизика, 2009, том 50, №7, с.759 – 777.
4. Савва Н.Е., Волков А.В., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на эпitherмальном Au-Ag месторождении Кубака (Северо-Восток России) /ДАН , 2007, т.417, №1 с. 79 – 83.
5. Савва Н.Е., Ворцешнев В.В. Особенности формирования Вулканогенных месторождений на срединных массивах// Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990, с. 50 – 64.
6. Савва Н.Е., Шахтыров В.Г. Золото-серебряное месторождение Ольча: тектоническая позиция, структура, вещественная характеристика.// Геология рудных месторождений, 2011, вып 53, №5, С. 460 – 484

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

Савва Н.Е., Колова Е.Е., Фомина М.И.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО г. Магадан (savva@neisri.ru)*

Район Центральной Чукотки в последние два десятилетия привлекает к себе внимание геологов. Именно там, в 1998 было открыто, а затем разведано и введено в эксплуатацию крупное эпитермальное Au-Ag месторождение Купол. В настоящее время на площади разведан еще ряд месторождений – Двойное, Морошка, Сентябрьское-СВ и др., которые в совокупности образуют рудный район, расположенный во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), в его Центральном-Чукотском секторе. Месторождения Купол и Морошка находятся в пределах гигантской вулканической структуры – Кайемравеемского стратовулкана, который сформировался на границе двух мегаблоков кристаллического фундамента. По данным ряда авторов [1], в результате мощных выбросов эффузивного материала в его центральной части по дуговым разломам образовалась кальдера обрушения диаметром около 11 км. Основной вулканический многоканальный аппарат предполагается вблизи месторождения Морошка. На склонах палеовулкана развиты многочисленные субвулканические тела кислого и среднего состава, нередко, содержащие жерловые фации. Субвулканические тела контролируются дуговыми и радиальными разломами. Месторождения Двойное и Сентябрьское-СВ расположены за пределами стратовулкана в его северо-западном обрамлении, но их формирование также связано с вулканической деятельностью. Они приурочены к центральной и северо-восточной частям Илirianейской вулканотектонической структуры обрушения раннего этапа становления Центрально-Чукотской зоны ОЧВП, которая в плане имеет овально-кольцевую форму и размеры 5 x 4 км.

Занимаясь, на протяжении ряда лет, детальным изучением эпитермального Au-Ag оруденения Чукотки, мы пришли к выводу, что его специфические черты, текстурные особенности и минералогическую зональность во многом определяют различия в типе и характере рудолокализирующих вулканоструктур.

Структурное положение каждого из рассматриваемых месторождений сводится к следующему (рис. 1): *Купол* – находится на пересечении крупных разломов в обрамлении Вармекайской кальдеры и локализовано в жерле трещинного вулкана, *Морошка* – локализовано в борту вулканического многоканального аппарата Кайемравеемского стратовулкана в районе г. Средняя, *Двойное* – в восточной части Илirianейской кальдеры, *Сентябрьское-СВ* – приурочено к северо-восточному обрамлению вулканокупольной структуры, наложенной на Илirianей-

скую структуру обрушения и локализовано в трубчатом теле жерловины субвулкана.

На месторождении *Купол*, где руды локализуются в жерле трещинного вулкана, отмечается пульсационный режим развития оруденения, высокая тектоническая активность, многочисленные брекчии и полистадийность рудоотложения, а также чрезвычайно широкий спектр минеральных видов Ag. Большое влияние на обогащение верхних горизонтов золотом оказывает палеосольфатарная деятельность, индикатором которой служит гипогенный ярозит. Самородное золото характеризуется широкими вариациями пробы от 300 до 870‰.

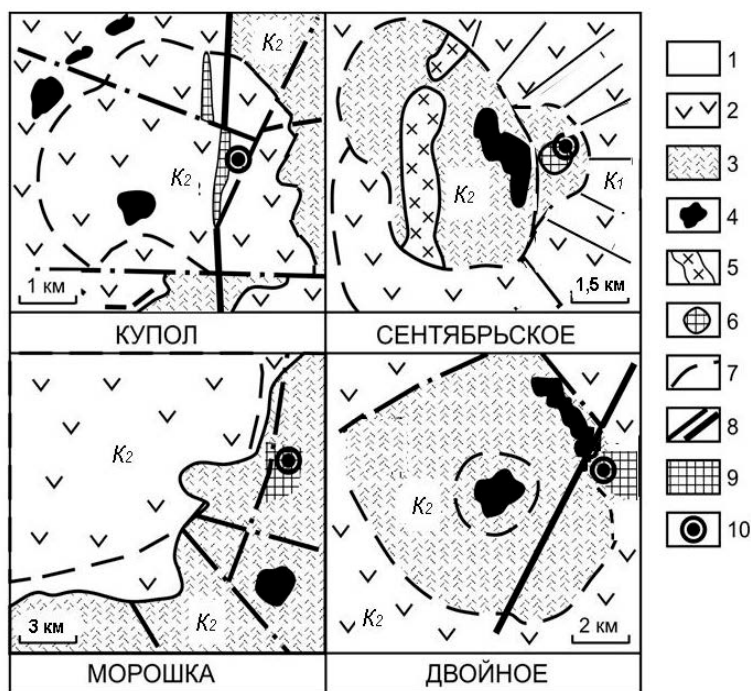


Рис.1. Принципиальные схемы вулканоструктур, с которыми связаны эпигермальные Au-Ag месторождения Центральной Чукотки

1- осадочные отложения; 2 – андезиты, андезидациты и их туфы; 3 – покровы кислых эффузивов; 4 – позднемеловые гранитоидные интрузии; 5 – монцодиориты; 6 – вулканическое жерло; 7 – границы очаговых структур; 8 – разломы разного ранга; 9 – площади рудной минерализации; 10 - месторождения

На месторождении *Морошка*, расположенном в обрамлении вулкана, вдали от крупных разломов, режим рудообразования относительно спокойный, последовательность отложения минералов выглядит следующим образом: *марказит* → *арсенопирит* → *пирит(КАТАКЛАЗ)* → *халькопирит+сфалерит* → *гален*-

нит+пираргирит + фрейбергит → стефанит + полибазит → *акантит* + *ютенбогардит* → самородное Au – пробностью 650-810‰.

Месторождение *Двойное* формировалось в спокойной тектонической обстановке при резкоградиентных условиях. Высокая скорость охлаждения растворов обусловила низкую степень дифференциации рудного вещества. Преобладают колломорфно-полосчатые текстуры с большой ролью халцедона среди жильных минералов. Быстрое охлаждение системы не создало необходимых обстановок для широкого образования Ag-сульфосолей, а Ag, Sb и As сконцентрировались в блеклой руде. Ag от 1,5 до 28,4 мас.% (15 определений). Самородное золото имеет незначительный разброс по пробности – 580-760‰.

Таблица.

Характеристика термобарогеохимических критериев Au-Ag месторождений Чукотки.

Физико-химические параметры	Месторождения		
	Сентябрьское	Купол	Двойное
Тип ФВ	L, LC	L	L
T _{гом.}	360-155	276-222	251-154
T _{эвт.}	-37...-24	-34... -21	-33... -27
T _{пл. CO₂}	-57,8... -59,5	н	н
С солей, мас. %-экв. NaCl	8,1-0,5	3,2-0,5	5,0-0,5
Плотность раствора, г/см ³	0,58-0,94	0,76-0,86	0,95-0,8
Плотность CO ₂ , г/см ³	0,32-0,18	н	н
Компонентный состав растворов во ФВ*	NaCl-KCl-HCO ₃ -H ₂ O-		
	CO ₂ -CH ₄ -As-B-Fe-Sb	SO ₄ -CO ₂ -CH ₄ -B-As-Sb-Ba	As-Sb-B

Примечание: LC – углекислотно-водные, L – двухфазовые газовой-жидкие; * – анализ водных вытяжек из включений выполнен в ЦНИГРИ (аналитик – Ю. В. Васюта) по методике (Кряжев и др., 2003) данные по компонентному составу позаимствованы из работ [2, 3]; н – не определялось.

Месторождение *Сентябрьское-СВ* формировалось в жерле вулкана. При этом образование руд сопровождалось взрывными явлениями, выносом на поверхность Ag, Sb, As [5]. На всем интервале бурения до 240 м отмечается практически полное отсутствие минералов Ag – мелкие (0,1-0,7 мм) и редкие выделения тетраэдрита содержат от 0,0 до 1,37 мас. % Ag (более 60 определений). Ag концентрируется на поверхности в массивных выделениях гессита, который отчетливо пересекает и корродирует ранние сульфиды – пирит, халькопирит, галенит. Поскольку месторождение локализовано в раннемеловых вулканитах, то возможно теллур привнесен позднемеловыми кислыми прорывами, заполняющими кальдеру, расположенной рядом вулканоструктуры. Не исключено влияние поздних интрузий, но нет Вi. Самородное золото по всему вертикальному размаху имеет пробность 650-750‰, прожилки золота в гессите – 810-860‰.

Различные условия формирования, сравниваемых месторождений Центральной Чукотки, отразились и в контрастных различиях флюидного режима формирования (см. таблицу)

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 14-17-00170.

Литература:

1. Белый В.Ф., Сидоров А.А. Волков А.В., Ващилов Ю.Я. – Структура и развитие Кайемравеемского вулканического поля (новый рудный район Чукотки) // Вулканология и сейсмология, 2008, №3, С. 1 – 10.

2. Николаев Ю.Н., Прокофьев В. Ю. Аплеталин А.В. и др. Золото-теллуридная минерализация западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // ГРМ, 2013, том 55, №2, с. 114 – 144.

3. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А. Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида Au-Ag эпitherмального месторождения Купол (Северо-Восток России) // ДАН, том 447, №4, 2012, с.1-4.

4. Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А. К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика, 2012 (3), вып. 53, с. 457-466.

5. Савва Н.Е., Фомина М.И., Курашко В.В., Григорьев Н.В. Сфероидные образования в рудах золото-сульфидного проявления «Сентябрьское-СВ», локализованного в трубчатых телах эксплозивных брекчий (Чукотка) // Материалы Всеросс. научн. конф. к 120-л. Ф.Н.Шахова «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах», Новосибирск 28-30 октября 2014 г.

ЭНДОГЕНЕЗ И БИОНАКОПЛЕНЕНИЯ УРАНА (ОБЗОР, АНАЛИЗ)

Саидов Х. Л.

Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека

В периодической системе химических элементов Д.И.Менделеева уран занимает 92 место согласно атомному весу, равному 238,03. Из-за количественного равновесия в зарядах электронов и протонов в его атоме, он функционирует в радионуклидной форме и излучает излишний заряд в виде α -, β - и γ -излучений, которые являются потенциально опасным для живой биоткани.

Согласно официальным геохимическим справочникам в настоящее время кларковое содержание урана в литосфере в среднем составляет $1,5 \cdot 10^{-4}$ весового процента, в том числе в кислых породах – $3 \cdot 10^{-4}$, в средних – $2 \cdot 10^{-4}$, в основных, ультраосновных и метаморфических породах -0. В гидросфере уран содержится

значительно мало, в океанической и морской воде $-5 \cdot 10^{-8}$ весового процента, а в речных и подземных водах и ниже того.

Речь о том, что наша матушка-земля с тех пор, как она образовалась, периодически переживала эпохи ураногенетической активации, которые серьёзно воздействовали на морскую экологию того времени.

Загрязнение морских вод урановым веществом происходило, в основном, из двух источников: речных вод и подводных действующих вулканических аппаратов – «чёрных курильщиков».

В первом случае четырёхвалентные соединения урана, свойственные глубинным горизонтам земной коры, в коре выветривания окисляются и переходят в легкорастворимые шестивалентные соединения. Согласно В.Данчеву, А.Перельману и др., в этих условиях осуществляется гидролиз урана с образованием комплексного двухвалентного катион – урана $[UO]^{2+}$, играющего из-за высокой подвижности исключительную роль в миграции и концентрации урана в экзогенных условиях.

Большая часть урана выносятся грунтовыми водами нередко на значительное расстояние, за пределы источников его выщелачивания и течением речных вод мигрируют в ближайшие морские воды.

Геоисторические схемы активации урана на земле заключается в датировании возрастов и величины урановых месторождений. Японским геологом Н.Катаямой в середине прошлого века как ураноактивные периоды были выделены ранний палеозой (Витватерсранд в ЮАР, Блайнд Ривер в Канаде), каменноугольный период (Вогезы во Франции, Вал Рандена в Италии), пермский (Ледев во Франции, Прит в Италии), триасовый (некоторые месторождения в Нью Мексико в США), меловой (Блек-Хиллс в Южной Дакоте, США), эоценовый (Гесс-Хиллс и другие в Вайоминге, США), олигоценовый (Сан Пьерр во Франции, Кэрис в США), миоценовый (МайблБеджс в Колорадо, США, Анабани в Японии), плиоценовый (Оуленца и Пэлинджейра в США, Нинче Тога в Японии).

В геологическом прошлом Земли происходило несколько раз катастрофические события которые повлияли на живые организмы или на всю биосферу. Таким событиям можно преподнести скопления урана катастрофического содержания в отдельных промежутков времени. В истории накопления осадочного урана следует выделить два этапа: Первое это этап урано накопления до формирования органики. Второй этап осадконакопления урана фауной.

Об интенсивности первого этапа мы не можем судит, так как тогда органики мало было или вообще не было и, как мы знаем, что про интенсивности уранонакопления мы можем судить лишь по реакции фауны на ионизации среды обитания. Но во втором этапе присутствовала фауна, которая даёт возможность судить об интенсивности уранонакопления. Таких эпох С.Г.Неручев (1982 году) выделяет 22 из них в фанерозое шесть основных. Эпохи интенсивного накопления планк-

тоногенного органического вещества, фосфора, урана и других тяжёлых металлов проявлялись в истории Земли от архея до голоцена неоднократно, их известно не менее 20, причём фактически было, вероятно больше. Но так как реликты каждой этой эпохи сохранилось мало и продолжительность каждой не так уж долго было изучаются самые массивные и долго продолжавшиеся. Это следующие эпохи: конец раннего и начало среднего кембрия, поздний девон, поздний карбон, поздняя юра, средний и поздний эоцен и в конце современного антропогена.

По данным С.Г.Неручева с момента возникновения океана до современных эпох образование и накопление осадков в бассейнах всегда сопровождалось отложением урана, который является обязательным малым компонентом всех осадочных пород. Средняя концентрация урана в осадочных породах составляет $2,6 \cdot 10^{-4}$, испытывая довольно значительные колебания в сторону как более низких значений в зависимости от генетического типа осадков. Сохраняется уран в осадочных образованиях частично даже при самом интенсивном метаморфизме и гранитизации пород.

Каждая эпоха характеризуется вымиранием и появлением новых мутагенных форм жизни. К примеру просмотрим эпоху раннего и среднего кембрия. Конец раннего и начало среднего кембрия во многих районах мира характеризуется интенсивной вспышкой биопродуктивности фитопланктона и накоплением осадков, обогащенных планктоногенным органическим веществом, фосфором, ураном и другими тяжелыми металлами, на обширных пространствах развития эпиконтинентальных морских бассейнов. Значительные обогащенные планктоногенным органического вещества осадки раннего – среднего кембрия характеризуются несколько повышенным содержанием терригенного, глинистого материала и высокой кремнистостью, как и многие другие осадки аналогичного типа. Обилие бентосных животных, собственно трилобитов, брахиопод свидетельствуют о небольшой глубине бассейна. Судя по повышенным концентрациям урана в осадках, обогащенных планктоногенным органического вещества, и по высоким значениям отношений $U/C_{орг}$, концентрация урана в водах обширного морского бассейна превышала нормальную в несколько сотен раз. Таким образом в этой эпохе не все фитопланктоны могли выживать в такой среде, только мутагенные типы этого индивида смогли выжить в этой среде.

Согласно современным представлениям источниками урана в бассейнах седиментации являлись в основном «чёрные курильщики», которые образовались в зонах рифтогенных. Элементы урана поглощались живыми организмами, собственно фито и зоопланктонами, многие из которых переходили в осадки и обогащая его этими элементами. Выжившие организмы под токсическим воздействием превращались в мутантов.

В каждой эпохе имеется свой пик или максимум концентрации урана в морской воде и именно в этом пике годовая масса фито и зоопланктона возрастала в несколько раз. В обычных условиях этого не наблюдается.

Проявление эпох уранонакопления в течении довольно продолжительного времени сопровождалось значительным воздействием уранового отравления и ионизирующей радиации на весь комплекс организмов во многих крупных регионах биосферы, а возможно, и на всю биосферу в целом изменяя таксономическое разнообразие биоты и её вымирание, после чего возникал новый уровень жизни. Японские исследователи в последние годы не только не сомневаются в возможности при жизненного биогенного накопленного урана водорослями, но даже считают возможным использовать этот процесс в практических целях-для получения урана.

Все эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, в весьма широко распространённых зонах накопления обогащённых органического вещества, ураном и другими тяжёлыми металлами морских осадков, характеризовались значительным обеднением всего комплекса беспозвоночных животных, особенно бентосных. Во многих случаях ураноносные сапропелевые осадки почти не содержат никакой макрофауны, иначе говоря другими словами, в ураноносных осадках комплексы бентосной фауны или отсутствуют совсем, или значительно обеднены.

В заключении сопоставляя эти данные об эпохах в которых накапливались сильно битуминозные сланцы, обогащённые тяжёлыми металлами, в том числе и ураном, и периодов ураноактивации выделенным геологом Н.Катаямой можно видеть идентичность. Значит, в эти эпохи или периоды ураноактивации или уранонакопления концентрация урана резко увеличивалась. Но как отмечалось, санитары а точнее фито и зоопланктоны очищали среду для обитания до нормальных условий. По нашим мнениям процессы уранонакопления или ураноактивации проявлялись в зонах субдукции. К такому выводу приводят следующие факты: 1) самая высокая концентрация урана - в кислых породах; 2) в энсиалических островных дугах состав магматических пород ближе или идентичны составу кислых пород; 3) последним объясняется разногласие во взглядах геологов об фации уранонакопления, так как доступ в дневную поверхность растворов, обогащённые тяжёлыми металлами, в частности и ураном, происходит через мелкие трещины, которые образуются в зонах субдукции. А в этих зонах образовались «чёрные курильщики» из которых извергалось растворы с высоким содержанием урана. По обширности этот процесс протекал в пределах регионального масштаба, а не планетарного! По этой причине мы не наблюдаем, это проявление во всех пространствах земного шара синхронно в один конкретный промежуток времени.

Литература

1. С.Г.Неручев «Уран и жизнь в истории Земли». Ленинград «Недра» 1982 год.
2. В.И.Смирнов Москва «Недра» 1982 год «Геология полезных ископаемых»

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ 66 КВАРТАЛА Г. ЯКУТСКА

Самырова А.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск

Для г. Якутска 66 квартал является наиболее интенсивно застраиваемой территорией в структуре которой доминируют объекты Северо-Восточного федерального университета. В настоящее время не вся территория квартала обеспечена надежной инженерно-геокриологической информацией. Имеющиеся данные свидетельствуют о необходимости оптимизации исследований и, в первую очередь на проблемных участках. В качестве ключевых были приняты два участка в пределах территории студенческого городка.

Первый участок расположен на берегу озера Сайсары. Он граничит с береговой зоной озера с западной стороны, с юго-востока ограничен улицей Ойунского, а с севера примыкает к стадиону «Юность». Именно здесь находится крупный спортивный комплекс «Триумф» имеющий не только городское и Республиканское, но и Федеральное значение.

Восточный берег озера Сайсары относительно пологий, с устойчивым задернованным откосом, вдоль уреза воды прорастает камыш.

В геоморфологическом отношении участок расположен в пределах I надпойменной террасы р. Лена и ее паводковыми водами не затопливается. Абсолютные отметки в пределах участка колеблются от 96,25 до 97,90 м.

При инженерно-геологической рекогносцировке, нежелательные физико-геологические процессы и явления (бугры пучения, термокарст) за исключением слабой заболоченности не выявлены.

Исследуемый участок в геологическом отношении до глубины 23,5 м сложен верхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями, ниже подстилаемыми верхнеюрскими алевритами. С поверхности верхнечетвертичные отложения перекрыты современным техногенным слоем, представленным насыпными грунтами. Мощность насыпных грунтов составляет от 0,7 до 4,3 м, в среднем от 1,5 до 2,5 м. Под насыпным слоем залегает толща глинистых грунтов до глубин 4,2...5,8 м, реже прослой суглинков и супесей встречаются до глубины 6,4...7,6 м. Слой глинистых грунтов до глубины 8,5...9,2 м переслаивается с толщей пылеватых и мелких песков. Нижнюю часть до исследованной глубины 15,0 м составляют в основном пески средней крупности и реже пески крупные.

В геокриологическом отношении участок относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород со сливающимся слоем сезонного оттаивания. Расчетная мощность слоя сезонного оттаивания составляет для данного участка 3,2 м. Мерзлотные условия осложнены наличием техногенных таликов.

По данным буровых работ выполненных в октябре 2008 г сезонное оттаивание грунтов достигало до 2,5...2,8 м, по данным бурения в феврале-марте 2007 г поверхностное промерзание достигало до 2,9 м.

Под контуром снесенных гаражей ранее занимавших площади опытного участка изысканиями 2007 г. были обнаружены техногенные талики, распространенные до глубин 7,9...9,2 м. Изыскания 2008 г. показали устойчивость этих образований.

Сопоставление контуров выявленных таликов с контурами бывших гаражных боксов показало полное совпадение этих контуров. Это нашло подтверждение при проходке зондировочными скважинами. При этом связь чаши оттаивания техногенных таликов с подошренным таликом озера Сайсары не обнаружена. Вне контуров гаражей грунты основания находились в твердомерзлом состоянии в основном с массивной криогенной текстурой.

Еще одним осложняющим элементом на участке является засоленность грунтов имеющая почти повсеместное распространение до глубины 4,5...8,5 м. На участке техногенных таликов под чашей оттаивания засоленность проникает на значительную глубину до 12 – 15 м [1]. Температура начала замерзания этих грунтов в зависимости от концентрации порового раствора составляет минус 0,5°C до минус 0,8°C.

Содержание органических веществ, в виде примеси растительных остатков встречаются повсеместно в слое глинистых грунтов $I_{om} = 0,08...0,09$ д.ед, в пылеватых песках и реже в мелких песках, $I_{om} = 0,032...0,057$ д.ед [1].

По результатам геотермических наблюдений на опытном участке можно выделить две температурные зоны:

Зона I - высокотемпературная, с температурами грунтов минус 0,3 °C до минус 1,5°C. Контур чаши оттаивания в плане повторяет конфигурацию снесенных гаражей, также высокие температуры распространены на заболоченной части участка, где застаиваются поверхностные воды.

Зона II - низкотемпературная, с температурами грунтов от минус 1,6°C и ниже (до минус 3,3°... минус 4,1°C).

Второй участок расположен по улице Каландаришвили, напротив (через дорогу) здания городской телефонной станции, между 7-ми этажным жилым домом и 5-9-ти этажными общежитиями СВФУ.

В геоморфологическом отношении участок расположен в пределах I надпойменной террасы р. Лена. Поверхность площадки относительно ровная, абсолютные отметки колеблются в пределах 95,9 – 96,3 м.

При инженерно-геологической рекогносцировке, нежелательные физико-геологические процессы и явления за исключением пучения грунтов не установлены.

Площадка до глубины 12 м сложена аллювиальными отложениями верхнечетвертичного возраста. Представлены они песчаными и глинистыми разностями, а

также подземным льдом. С поверхности естественные грунты перекрыты насыпной толщей (культурным слоем) из песков, супесей, суглинков перемешанных со строительным и бытовым мусором. Мощность насыпной толщи в пределах площадки непостоянная и колеблется от 0,6 до 4,5 метров. Грунты, слагающие насыпную толщу относятся к засоленным и с примесью органических веществ разностям.

Подземные льды вскрыты в интервалах глубин от 2,9 до 4,8 метров. Образование их, очевидно, связано с захоронением поверхностного ледяного покрова (замершего водоема, лужи) при отсыпке территории. Расчетная мощность слоя сезонного оттаивания составляет 2,8 до 3,0 м

В период изысканий максимальное оттаивание грунтов с поверхности составляло, в основном, 0,8-1,5 м. На исследуемом участке вскрыт надмерзлотный талик до глубины 3,8 метров. При этом в интервале 2 -2,8 метров наблюдались слабо промороженные грунты, т.е. в период максимального оттаивания грунтов (октябрь месяц) слой сезонного оттаивания соединится с надмерзлотным таликом. Кроме этого в интервалах 5,7-7,2 и 3,2-4,2 метров также вскрыты межмерзлотные талики. Существование надмерзлотных и межмерзлотных таликов, по сути «криопэггов» в течение года связано с высокой засоленностью грунтов.

Термический режим многолетнемерзлых грунтов относительно стабильный. Замеренные значения температур в скважинах на глубине 10 м варьируют от минус 1,4 до минус 3,6 °С. Наибольшие их значения (минус 1,2 – минус 2,0 °С) зафиксированы в юго-западной и юго-восточной частях участка в интервале глубин от 3 до 10 метров.

В целом приведенные выше результаты геокриологических и инженерно-геологических исследований двух опытных участков 66-го квартала г. Якутска позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Оба исследованные участка характеризуются достаточно сложными инженерно-геокриологическими обстановками проявляющимися в наличии таликовых зон, засоленности и пучинистости грунтов и достаточно высоких отрицательных температурах ММП до глубины 10 м.

2. Все установленные инженерно-геокриологические проблемы сопряжены с техногенезом. Они унаследованы от предыдущих этапах хозяйственного использования территории.

3. Необходима верификация мониторинговых геотермических наблюдений проблемных зон, с целью предупреждения опасных инженерно-геологических проявлений.

Литература

1. ГОСТ 25100-95 «Грунты. Классификация».

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ОСВОЕНИИ ДИСЦИПЛИНЫ «ВВЕДЕНИЕ В СПЕЦИАЛЬНОСТЬ»

Сандакова Л.Г.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Амосова, Якутск

Как правило, после окончания школы перед выпускниками стоит выбор будущей профессии. Зачастую студенты, поступив в высшее учебное заведение, в том числе на геологоразведочный факультет не имеют полного представления о будущей профессии, этапах ее развития, роли в создании минерально-сырьевых ресурсов и общегосударственной экономики страны. Известно, что экономика и социальное развитие России и в т. ч. Якутии в значительной степени зависят от минерально-сырьевого потенциала и эффективности недропользования.

Целью курса «Введение в специальность» является подготовка студентов к освоению теоретических основ и практических навыков по геологическим дисциплинам. Задачами данного курса являются получение представлений студентом о структуре избранного учебного заведения, организации учебного процесса и избранной профессии геолога.

Дисциплина «Введение в специальность» способствует формированию общекультурных и профессиональных компетенций в том числе:

- готовность обобщать, анализировать, воспринимать информацию, ставить цель и выбирать пути ее достижения;
- способность строить устную и письменную речь;
- осознавать социальную значимость своей будущей профессии;
- ответственно относиться к выбранной специальности и трудовой деятельности.

При проведении занятий по дисциплине «Введение в специальность» наиболее приемлемой является **модель смешанного обучения**. Модель включает в себя несколько компонентов технологии смешанного обучения:

1. Компонент традиционного прямого личного взаимодействия участников образовательного процесса.
2. Компонент интерактивного взаимодействия, опосредованного компьютерными телекоммуникационными технологиями и электронными информационно-образовательными онлайн ресурсами.
3. Компонент самообразования

На лекциях, проводимых в традиционной форме, курса студенты знакомятся системой геологического образования в России и за рубежом, методах геологических исследований, видах, этапах и стадиях геологоразведочных работ и связях с другими науками. Даются общие сведения о положении России в мировом мине-

рально-сырьевом комплексе, геологической службе России и Якутии в т. ч. вклад геологов в открытии месторождений и изучении геологического строения Якутии. В рамках общеобразовательной школы студенты уже получили определенный объем знаний по данным вопросам, поэтому занятия могут проводиться в виде лекций-бесед, лекций- дискуссий.

Блок, посвященный структуре избранного учебного заведения, организации учебного процесса включает в себя знакомство с телекоммуникационными технологиями и электронными информационно-образовательными онлайн ресурсами университета. Студенты работают с сайтом www.s-vfu.ru, системой дистанционного обучения СВФУ moodle. ysu.ru, электронными ресурсами библиотеки СВФУ, электронными учебно-методическими ресурсами факультета. Во время практических занятий студенты посещают учебно-научные лаборатории факультета, музей археологии университета, геологический музей Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН.

Блок «Камень в истории культуры» предлагает самостоятельную работу студента. На занятиях студенты знакомятся с историей отношений человека и камня, культурных традиций его использования. Известно, что уже на первых этапах развития человеческого общества древние люди начали использовать горные породы и минералы, сначала в каменном веке – для изготовления примитивных орудий труда, позднее – в течении бронзового и железного веков – для выплавки железа, меди, олова, серебра и золота. Использование природных богатств сопровождалось и первыми попытками их изучения. При изучении каменных изделий и сооружений прослеживаются последовательные этапы эволюции материальных и духовных интересов человечества, которые зеркально отражаются в своеобразной каменной летописи. В результате освоения этого раздела студент будет знать о роле камня в культурном наследии, владеть сведениями о современном рынке камней, об использовании камня в науке и технике. Самостоятельно студенты прорабатывают материал о каком-либо минерале, готовят презентацию и выступают с докладом. При освоении материала этого блока возможно применение элементов проектного метода обучения.

Таким образом, в результате освоения данной дисциплины студент должен знать, что собой представляет специальность «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых» и какие дисциплины предстоит изучать для ее получения, в чем заключается трудовая деятельность горного инженера-геолога, какие виды работ выполняются геологом и иметь представление об этапах, стадиях геологоразведочных работ.

НЮЕКТАМИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ: ПРОСТРАНСТВЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИСТАНЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)

Сенкевич В.С.

Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии Геофизики и Минерального Сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск, e-mail: sink777@mail.ru

Нюектаминский рудный узел (350 км²) расположен в верховьях р.р.Нюектаме и Дянышка, система водотоков р.р. Яна и Лена. В региональном плане, территория расположена в пределах Куранахского антиклинория, который является частью Верхоянского мегаантиклинория – одного из крупных тектонических элементов Верхояно-Колымской складчатой области. В металлогеническом отношении Нюектаминский рудный узел относится к Приленскому металлогеническому поясу и объединяет многочисленные проявления золото-кварцевой малосульфидной, золото-сульфидной, золото-кварцевой, касситерит-сульфидной и молибденит-кварцевой формаций, а также россыпные, частично отработанные, месторождения золота в долинах руч. Чочимбал и его притоков (**Рис.1**).

В пределах рудного узла выделяются различные рудные формации, среди которых наиболее важными являются медно-молибденовая, золото-медно-порфировая, золото (мышьяково)-сульфидная, золотосульфидная и золотосеребряная. Все рудопроявления генетически и пространственно связаны с частично вскрытым эрозией Кыгылтасским штоком гранодиоритов, который по результатам аэромагнитных работ (Гуторович, Изаров, 1966 г.) формирует крупную аномальную зону, вытянутую в долготном направлении на 5 км и уточняющую контур нескрытого плутона (**Рис. 1Б**).

Наиболее четкая пространственная связь с Кыгылтасским плутоном наблюдается у проявлений молибденит-кварцевой формации, локализованных в эндо - и экзоконтактах штока гранодиоритов, и полиметаллической формации (сфалерит-пирротинового типа), связанных с полями сульфидизированных пород. В пределах полей контактово-метаморфизованных пород располагаются проявления золото-сульфидной формации (минерализованная зона Гис-1 Au 0,1-1,9 г/т, редко до 4,4 г/т). По периферии рудного узла (особенно хорошо это выражено для западного и южного флангов) локализуются рудопроявления золото-сульфидной, золото-кварцевой формаций (группа Чочимбальских рудопроявлений, проявления Позолота Au 8,17 г/т, Ag 401,73 г/т; Пентиум-2 Au 3,84 г/т и Ag 542,47 г/т; система жил Пентиум-1 Au 3,42 г/т и Ag 209,62 г/т).

Для уточнения деталей разрывной тектоники рудного узла использовались материалы современных космических съемок: радарный снимок высот Aster

GDEM WordWide Elevation Data 1.5 arc-sec и космоснимки высокого разрешения – World View 02-2,6m (съемка 05-08-12г.).

Полученные элементы дешифрирования ранжировались по возможной природе (линейные структуры тектонического происхождения, дайки, контакты субвулканических и интрузивных тел), размерам (локального и регионального порядков для разрывных нарушений). Каждый класс объектов выделен в соответствующий слой ГИС-проекта. Дополнительно для относительно крупных линейных объектов, имеющих тектонический характер, были вычислены азимуты простирания, занесенные в соответствующее поле атрибутивной таблицы, и проведена классификация линеаментов по направлениям. Всего было отдешифрировано более 1200 линеаментов разной природы, протяженности и направлений (**Рис. 1**).

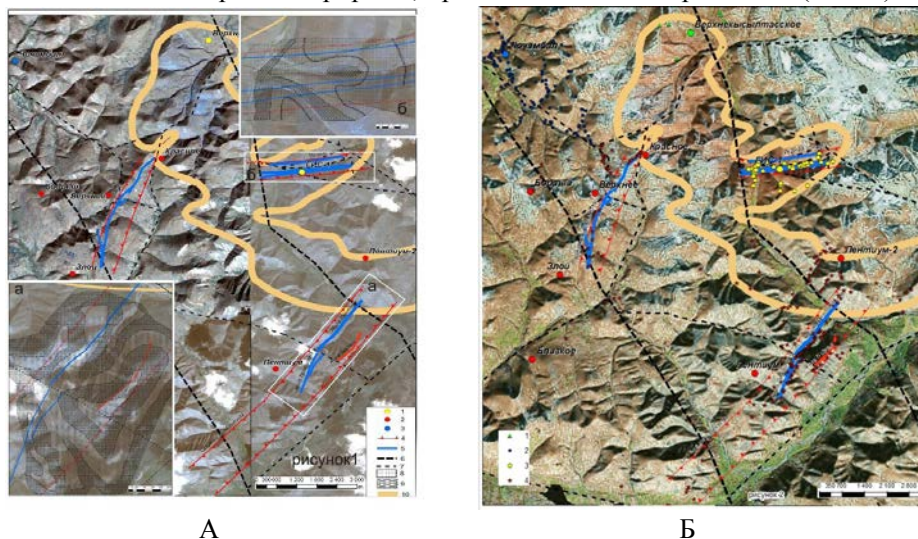


Рис.1. А) Схема рудоконтролирующих структур Ньюектаминского рудного узла с визуализацией перспективных проявлений на подложке композитного снимка. 1-золоторудные проявления; 2-золото-серебрянные проявления; 3-золото-полиметаллические проявления; 4-рудные зоны; 5-рудные тела 6-главные рудоконтролирующие разломы; 7-разрывные нарушения второго порядка; 8-песчаники; 9-алевролит. **Б)** Схема минералогической зональности Ньюектаминского рудного узла с визуализацией точек штуфного опробования на подложке композитного снимка. 1. точки молибденит - кварцевой формаций 2. точки золото-сульфидной формации 3. точки золото-кварцевой формации 4. точки золото-серебрянной формации.

Закономерность в распределении участков с интенсивным оруденением в пределах рудоконтролирующих разломов определяется оперяющими сколами северо-восточного простирания, благоприятными для образования открытых трещин. В этой обстановке главным способом отложения минералов в жилах являлась кристаллизация в открытых полостях, иногда имевших значительные раз-

меры. Отсутствие метасоматических преобразований вмещающих песчаников также свидетельствует о рудоотложении в условиях растяжения.

В результате дешифрирования космоснимков по принципу от общего к частному выделены два перспективных участка: жильная система Пентиум и рудная зона ГИС-1, для которых были уточнены и построены структурно-литологические схемы, 1:5000 и 1:2000 масштаба. Схемы построены (**рис.1**) по результатам предыдущих геологических исследований и значительно детализированы, при использовании новых космоснимков высокого разрешения World View 02-2,6m.

На основе этих работ становится очевидно, что рудные зоны и приуроченные к ним зоны прожилкования, кварцевые жилы и прожилки, тяготеют к замкам синклинальных и антиклинальных складок третьего порядка, сложенных песчаниками и алевролитами среднего карбона. Рудные зоны 50° - 60° и 270° северо-восточного и субширотного направления, образуют систему кулисообразных эшелонированных жил, зон прожилкования и прожилков. Рудные тела секутся разрывными нарушениями третьего порядка и трещинами сдвига-сбросового характера, направление дизъюнктивов 320° и 180° северо-западной и субмеридиальной ориентировки.

Выводы

1. Использование космоснимков высокого разрешения позволило уточнить особенности размещения благороднометального оруденения Ньюктаминского рудного узла, в том числе детализировать геометрию полей сульфидированных пород.

2. На территории Ньюктаминского рудного узла золото-серебряно-полиметаллические проявления тяготеют к зоне долготных сдвиговых и сбросовых дислокаций Кельтеского и Кысылтасского разломов и их пересечению более мелкими оперяющими разрывными нарушениями. Основная масса нарушений находится в диапазоне 270° - 320° , то есть пересечение субширотных и С.С.З. дизъюнктивов.

3. Рудные зоны и жильные системы образуют конструкцию кулисообразных эшелонированных жил, зон прожилкования и прожилков, которые тяготеют к замкам синклинальных и антиклинальных складок третьего порядка. Разрывные нарушения третьего порядка и трещины сдвига-сбросовой кинематики (простирающиеся дизъюнктивы 320° и 180°) усложняют строение рудных зон.

4. Прослеживается отчетливая металлогеническая зональность, связь интрузивного массива, полей ороговикованных полей, на основе местоположения различных типов руд (проявления золото-кварцевой малосульфидной, золото-сульфидной, золото-кварцевой, касситерит-сульфидной и молибденит - кварцевой формаций).

Литература

1. Костин А.В. Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62–67.
2. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). Томск, STT, 2007, С.228
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, С. 571

РОССЫПНАЯ КУЛАРИТОНОСНОСТЬ ХАРАУЛАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Сергеенко А.И., Прокопьев А.В.

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

В Северном Верхоянье локализована серия грабенообразных впадин (Кенгдейская, Согойская, Киенгская, Кунгинская, Быковской протоки и др.), выполненных палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Считается, что эти впадины сформировались в палеогене в процессе ранней фазы рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хр. Гаккеля и ограничены крутыми сбросами [1] (рис.). Было проведено опробование палеоген-неогеновых и четвертичных отложений этих впадин с целью определения минеральной ассоциации аллотигенной составляющей тяжелой фракции и содержания редкоземельного минерала куларита (аутигенная разновидность монацита). Ниже приведена краткая литологическая и минералогическая характеристика кайнозойских отложений (местоположение участков показано на рисунке).

I. Быковская протока (впадина Быковской протоки). *Квартер.* Обнажение (Обн.) 3. Галечники. Минеральная ассоциация (МА) пироксен-гранат-амфиболовая. **Куларит отсутствует.** *Неоген.* Обн. 2. Галечники. МА эпидот-амфибол-гранатовая. **Куларит отсутствует.** *Палеоген.* Обн. 2. Конгломераты. МА ильменит-турмалин-гранат-лейкоксовая. **Содержание куларита 1,92 кг/м³.**

II. Хотугу-Апанас (Кенгдейская впадина). *Квартер.* Обн. 1, 2, 3. Пески, гравий. МА пироксен-гранат-ильменитовая. **Куларит отсутствует.**

III. Кенгдей (Кенгдейская впадина). *Квартер.* Обн. 10. Галечники. МА ильменит-пироксеновая. **Куларит отсутствует.** *Палеоген.* Обн. 12. Пески. МА лейкоксен-гранатовая. Обн. 11. Алевриты. МА циркон-гранатовая. Обн. 7. Глины. МА анатаз-лейкоксен-цирконовая. Обн. 6. Алевриты. МА анатаз-циркон-лейкоксовая. **Куларит отсутствует.**

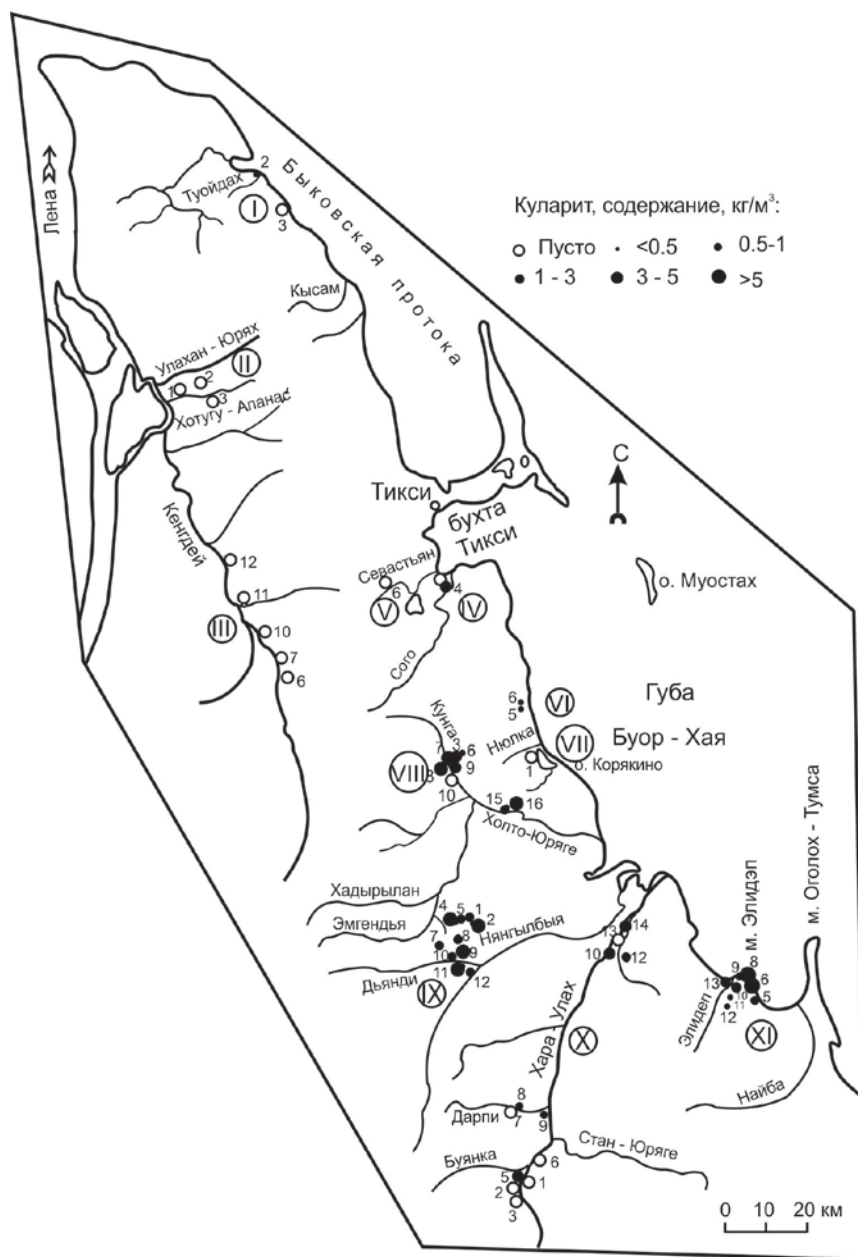


Рисунок. Карта россыпной куларитонности кайнозойских отложений северной части Хараулахского антиклинария (Северное Верхоянье).

Участки: I – Быковская протока, II – Хотугу-Апанас, III – Кенгдей, IV – Сого, V – Севастьян, VI – Ыт-Юрях, VII – Оз. Корякино, VIII – Кунга – Хопто, IX – Дьянди, X – Хара-Улах, XI – Элидэп.

IV. Сого (Согинская впадина). *Палеоген.* Обн. 4. Пески. МА циркон-анатаз-Тi-содержащие минералы. **Содержание куларита: фракция более 0,25 мм – 2,7 кг/м³; менее 0,25 мм – 1,7 кг/м³.**

V. Севастьян. *Квартер.* Обн. 6. Галечники. МА лейкоксен-пироксен-ильменитовая. **Куларит отсутствует.**

VI. Ыт-Юрях. *Квартер.* Обн. 5, 6. Галечники. МА эпидот-пироксен-ильменитовая. **Содержание куларита – единичные зерна.**

VII. О. Корякино. *Квартер.* Канава 1. Галечники, щебень. МА ильменитовая. **Куларит отсутствует.**

VIII. Кунга-Хопто (Кунгинская впадина). *Квартер.* Обн. 3, 6, 7, 8, 9. Галечники, пески, алевриты. МА пироксен-куларитовая. **Содержание куларита 0,12–5,81 кг/м³.** Обн. 15, 16. Галечники. МА лейкоксен-куларитовая. **Содержание куларита 0,19–5,38 кг/м³.** *Палеоген.* Обн. 3. Пески. МА турмалин-куларитовая-лейкоксеновая. **Содержание куларита 0,98 кг/м³.** Обн. 7, 10, 38, 39. Пески. МА ильменит-циркон-Тi-содержащие минералы. **Куларит отсутствует.**

IX. Дьянди. *Квартер.* Канавы 1, 2, 4, 5, 7, 8. Галечники, щебни. МА апатит-циркон-куларитовая. **Содержание куларита 0,19–5,38 кг/м³.** Террасы. Галечники. Обн. 9, 10, 11, 12. МА лейкоксен-куларитовая. **Содержание куларита 0,49–11,94 кг/м³.**

X. Хара-Улах. *Квартер.* Обн. 1, 2, 5, 6, 7. Галечники. МА лейкоксен-ильменитовая-куларитовая. **Содержание куларита 4,14 кг/м³** (Обн. 5). Обн. 8. Пески. МА гранат-пироксен-эпидотовая. **Содержание куларита 0,90 кг/м³.** Обн. 9, 10, 12, 13, 14. Галечники. МА куларит-Тi-содержащие минералы. **Содержание куларита 0,90–4,29 кг/м³.**

XI. Элидэп. *Квартер.* Обн. 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12. Галечники, щебень. МА ильменит-циркон-хлорит-куларитовая. **Содержание куларита 0,20–8,98 кг/м³.** Обн. 13. Галечники. МА куларит-Тi-содержащие минералы. **Содержание куларита 1,36–2,86 кг/м³.**

Таким образом, на севере Хараулахского антиклинория куларит присутствует как в палеоген-неогеновых отложениях Согинской, Кунгинской и Быковской протоки раннекайнозойских впадин, так и в отложениях квартера к востоку от Хараулахского хребта, но отсутствует в раннеэоценовых толщах Кенгдейской впадины и в расположенных в ее районе четвертичных отложениях [4]. Считается, что источником куларита являются углеродисто-метатерригенные (черносланцевые) породы карбона и перми, вскрывающиеся в ядре Хараулахского антиклинория [2, 3, 5], размыв которых в кайнозое привел к накоплению куларита в палеогеновых, неогеновых и четвертичных толщах. Выявленная площадная закономерность распространения куларита в Северном Верхоянье может быть объяснена следующим:

1. Подстилающие кайнозойские отложения породы карбона, перми и триаса в районе Кенгдейской впадины изначально не содержали куларита. Сама впадина

на время раннеэоценового осадконакопления и позже (в неогеновое и четвертичное время) была изолирована с востока возвышенностью или протяженным хребтом, аналогичным современному Хараулахскому [4], и поэтому куларит не мог поступать в нее с востока.

2. Отсутствие куларита в каменноугольных, пермских и триасовых толщах на западе Хараулахского антиклинория может быть связано с тем, что в этих расположенных вблизи Сибирской платформы проксимальных отложениях Верхоянской пассивной окраины содержится небольшое количество прослоев углеродистых черносланцевых пород, которые более широко распространены на востоке Хараулахского антиклинория.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-00700, проекта № 27.2 Программы Президиума РАН № 27.

Литература:

1. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
2. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. Генетические особенности куларита // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 87–90.
3. Патык-Кара Н.Г. Минералогия россыпей: типы россыпных провинций. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.
4. Сергеенко А.И., Прокопьев А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 113–119.
5. Тян О.А., Самусиков В.П., Сергеенко А.И. Россыпные проявления редкоземельных элементов Северного Верхоянья // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2000. С. 128–134.

ТИПЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА АУ-РУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ БАДРАН.

Серкебаева Е.С.

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

Ау-кварцевое месторождение Бадран локализовано в верхненорийских терригенных породах, в пологом надвиге всячего крыла Бадран-Эгеляхского взбросовдвиг кулисного строения. Вмещающие породы сложены известковистыми алевролитами с маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев и песчаниками полимиктового и аркозового состава. Рудные тела – кварцевые жилы в минерализованных зонах дробления и метасоматитах с прожилково-вкрапленной минерализацией. Несущая золотое оруденение минерализованная зона Надвига-

вая, прослежена по поверхности на 5-6 км, подземными горными выработками до глубины 550м и скважинами до 1200м [1].

Зональный зелено-сланцевый метаморфизм на месторождении выражен общим рассланцеванием пород с интенсивной пиритизацией.

Метасоматические изменения рудовмещающих пород раннего этапа по минеральному составу представлены традиционными березитами зонального строения. Ранние березиты трансформируются в пропилитовые и аргиллизитовые ортометасоматиты. Помимо локального окварцевания вдоль жил, особенно проявлены карбонатизация и серицитизация, которые замещают наблюдаемые фрагменты альбитизированных пород. Березиты 1 этапа рудообразования распределяются на окварцованные (метасоматические) и прокварцованные (прожилковые).

Обширные зоны окварцованных песчаников, алевролитов и милонитов наблюдается по всему месторождению, на всех горизонтах по латерали и по вертикали на расстоянии нескольких десятков метров от рудного тела. В таких породах выделяется кварц нескольких генераций. Новообразованный кварц местами замещает полевые шпаты. Характерной чертой таких зон можно отметить почти равномерное распределение изометричных кристаллов пирита и арсенопирита.

Серицитизация. Интенсивная серицитизация особенно проявлена в зоне 1 рудного столба. Чешуйки, розетки, ленточные выделения серицита и мусковита тяготеют к углистым стяжениям, располагаясь длинной осью вдоль трещин, или заполняют межзерновые пространства в кварце и породе.

Сорудная **карбонатизация** выражена в виде анкерита и Fe-доломита. На их фоне развиваются ореолы метасоматического пирита и арсенопирита. В карбонатизированных песчаниках и алевролитах наблюдаются прожилково-вкрапленные и вкрапленные гнезда карбонат+ карбонат-полевой шпатового состава. Карбонат представлен железистым доломитом или анкеритом, которые местами замещаются более поздними глинистыми минералами. Магнезиальность жильных карбонатов повышается в среднем с 8,47-9,36% на верхних горизонтах, и до 16,85-17,38% на более нижних гипсометрических отметках. С прожилково-гнездовыми выделениями крупнозернистого железистого доломита на нижних горизонтах тесно ассоциируют рудные минералы из группы сульфосолей. В результате наложенного процесса карбонатизации на окварцованные породы отложены крупные (до 5-7мм) кубической сингонии кубики и двойники пирита.

Поздние метасоматические преобразования, связанные с Au-Ag рудами, менее выразительны, поскольку обычно маскируются либо бронируются березитами. Эти процессы связаны с аргиллизацией и пропилитизацией. В зоне смятия и милонитизации регулярно встречаются просечки халцедоновидного кварца с адуляром. На более глубоких горизонтах **пропилитизация** характеризуется проявлениями хлоритизации (лейсты, чешуйки, Mg-и Cl состава) с вкраплениями метаморфического эпидота, мусковита, новообразованного пирита. Хлорит замещает

полевые шпаты. Вертикальная зональность метасоматитов выражается в том, что глубинные кварц-хлоритовые метасоматиты с приближением к поверхности сменяются хлорит-эпидот-альбитовыми, затем кварц-серицитовыми метасоматитами.

Зона *аргиллизации* состоит из удлиненных зерен кварца и полевого шпата, расположенных субпараллельно направлению полосчатости. Много серицита. Прожилковые выделения каолинит-доломит-кварцевого состава (новообразования гидрослюда и каолинита). Обильные вкрапленные зерна пирита, стяжения углистого материала+крупные порфиробласты пирита+просечки плагиоклаза+линзы серицита с мусковитом. Рудные минералы тяготеют к углистым стяжениям или к каолиновым новообразованиям. Дробление породы по трещинам.

Таким образом, зоны метасоматитов с глубиной, при последовательном образовании нескольких типов на одном участке, могут являться наиболее перспективными на рудоносность

«ВЕРХНЕЧИМИДИКЭЭНСКОЕ» МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ НЕФТЕЙ

Сивцев А.И., Александров А.Р.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск

Перспективы промышленного освоения месторождений тяжелых нефтей в России обусловлены ростом потребности в углеводородах, изменением структуры запасов нефти в сторону тяжелых и высоковязких нефтей, а также развитием эффективных технологий их добычи и переработки. Государство признает важность этой проблемы и намерено освобождать владельцев месторождений тяжелых нефтей от платы налога на добычу полезных ископаемых (НДПИ).

В этой связи, определенный интерес представляет «Верхнечимидикээнское» нефтепроявление. Нефтепроявление расположено на водоразделе истоков рек Чимидикээн (левый приток р. Тюнг) и Мунакаан (правый приток р. Муна), в области сочленения Вилуйской синеклизы с юго-западным склоном Анабарской антеклизы.

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 Вилуйской синеклизе и Предверхоянскому краевому прогибу, мощности юры возрастают до многих сотен метров.

По данным интерпретации материалов аэромагнитной съемки, глубина залегания кристаллического фундамента в районе проявления составляет 1,5-2,0 км. 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. 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.

Нефтепроявление «Верхнечимидикээнское» выявлено в процессе поисково-картировочного бурения по двум взаимно-перпендикулярным профилям. На первом профиле северо-западного простирания, совпадающем с простиранием водораздела рек Чимидикээн-Мунакаан, нефть встречена в 10 смежных скважинах, удаленных друг от друга на расстояние 300 м. Общая протяженность залежи – 3,2 км. В скважинах, расположенных северо-западнее и юго-восточнее признаки нефтеносности отсутствуют. 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, максимальная мощность 3,7 м. В юго-восточном направлении тело постепенно выклинивается по мере воздымания кембрийского цоколя; на северо-западном окончании залежи фиксируется раздвиг нефтесодержащего песка до 2,5, приуроченный, в отличие от остального тела, к внутренней части песчаной толщи.

На втором, поперечном, профиле – северо-восточного простирания, нефть зафиксирована в 7 скважинах на протяжении 1,5 км (интервалы между скважинами 0,2 км). нефтеносный песок в поперечном сечении образует сложно-построенную линзу мощностью до 3,7 м. Залежь «висячая», оторвана от кембрийского цоколя слоем неизменного, без битума, песка мощностью до 3 м и перекрыта также неизменным 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 $1,1 \text{ г/см}^3$. По данным элементного и группового состава, он представляет собой продукт гипергенного превращения нефти до уровня асфальтов и асфальтитов [1].

По данным инфракрасной спектроскопии в его составе преобладают ароматические структуры при резко подчиненной роли метановых углеводородов. Элементный состав битума изменяется в широких пределах. Его наибольшие изменения, выражающиеся в увеличении доли гетероэлементов и содержания кислорода в их составе, фиксируется в кровельной части нефтеносных песков.

Таким образом, Верхнечимидикээнское нефтепроявление представляет собой пластовую литологически экранированную залежь, связанную с региональным выклиниванием юрских отложений. Генезис нефтепроявления требует дальнейшего изучения. Нефтеносность нижнеюрских песков может быть связана либо с разрушенной залежью марковского типа – с подгоном нефти из подстилающей кембрийской толщи, либо с латеральной миграцией нефти из юрских отложений Вилуйской синеклизы, где большие мощности и глинисто-песчаный состав отложений благоприятны для формирования и сохранения промышленных залежей нефти и газа. В связи с этим возникает вопрос о возможности существования в пределах Вилуйской синеклизы не только газовых и газоконденсатных месторождений, но и перспектив этой территории на обнаружение здесь зон нефтеобразования. В.А. Каширцев (2003) выделяет юрский очаг нафтидообразования на восточном обрамлении Сибирской платформы [2].

Предварительно запасы Верхнечимидикээнского месторождения тяжелых нефтей можно оценить в $3200 \text{ м} \times 2000 \text{ м} \times 2 \text{ м} \times 2200 \text{ кг} \times 0,1 = 2816000000 \text{ кг}$, или 2,816 млн. тонн. Здесь 3200 – протяженность залежи, 2000 – поперечник залежи, 2 – средняя толщина нефтеносного песчаника, 2200 – плотность песчаника, 0,1 коэффициент насыщенности нефтью в весовом отношении к породе.

Ожидаемый рост цен на углеводороды, положительный отечественный и зарубежный опыт, комплексный подход к обустройству и оснащению промыслов с использованием открытых методов добычи являются условиями для экономически оправданной эксплуатации месторождений тяжелых нефтей в приповерхностных условиях.

Литература

1. 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.
2. Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. /Отв. ред. А.Э. Конторович. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2003г. 160 с., илл.

МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ КАК ОРИЕНТИРЫ ДЛЯ ПОИСКА РИФОВЫХ МАССИВОВ

Сивцев А.И., Александров А.Р.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск

Актуальной проблемой в настоящее время является проблема локализации в плане рифовых построек, которая позволит сузить круг исследований, повысит эффективность геологоразведочного производства. В качестве одного из поисковых критериев рифовых массивов должны рассматриваться, выявляемые сейсморазведочными работами низкоамплитудные разрывные нарушения. В преобладающем большинстве геолого-геофизических разрезов с выделением рифовых тел наблюдается приуроченность к рифовым телам разломов. При этом, разломы, как правило, приурочены к крутым склонам и стратиграфически ниже рифовых тел.

На наш взгляд, происхождение рассматриваемых низкоамплитудных разломов имеет «камеральный», искусственный характер. Для объяснения данного явления нужно построить физико-геологическую модель рифового массива и вмещающих пород.

Рифовые тела, из мирового и отечественного опыта изучения, выделяются повышенной плотностью относительно вмещающих пород, следовательно и скорости прохождения сейсмических волн должны быть повышенными в пределах развития рифов. Рифы, представляют собой сооружения с жестким каркасом, значительно более устойчивы к сжатию, чем окружающие, преимущественно глинистые породы. Последние под весом вышележащих толщ уплотняются над рифом в значительной степени, чем за его пределами. Все эти процессы в комплексе обуславливают высокую скорость прохождения сейсмических волн в рифовых массивах.

В качестве полигонного объекта исследований рассмотрена территория Сюгджерской седловины Сибирской платформы, в пределах которой развиты среднекембрийские рифовые массивы. Онкучахская скважина глубокого бурения вскрыла рифовый массив с толщиной 560 м (инт. 600-1160 м) на центральной части Сюгджерской седловины. Так как исследования в Сюгджерской седловине были направлены на нижнекембрийские и вендские отложения некоторые специальные методы ГИС проводились только на проектных горизонтах. Акустический каротаж в Онкучахской скважине проведен в интервале 1490-2118, от кровли билирской свиты нижнего кембрия до фундамента. В интервале исследования акустического каротажа выделили два участка максимально приближенными ГК и НГК характеристиками разреза рифового массива. Исходя, из данного сопоставления, интервальное время в пределах рифового массива можно оценить в 150 мкс/м (6600 м/сек). По всей видимости, они представлены чистыми доломитами.

Скоростные характеристики разреза матрицы - осадочного чехла Сюгджерской седловины до отражающего горизонта КВ, могут быть представлены комплексом скоростных характеристик следующих пород: известняки (30%), доломиты (30%) мергели и аргиллиты (25%), другие разности 15%. Таким образом, скоростные характеристики матрицы, в зависимости от распределения разновидностей пород, лежат в интервале скоростей от 4300 м/с до 5700 м/с, что ниже скорости прохождения сейсмических волн в пределах рифового массива, как минимум на 1000 м/с.

Геологическая модель рифового массива представляется следующим образом. Он представлен линзообразным телом с толщиной 300-1000 метров, шириной 5-20 км и протяженностью до сотни км. Соотношение высоты и ширины рифового массива изменяется в пределах от 1:10 до 1:50. При этом сторона, по описаниям Оймуранского массива, обращенная к нормально-морской части палеобассейна резкая и контрастная, а переход к тыльно-рифовым отложениям имеет постепенный переход [1].

Механизм образования ложного разлома в зоне распространения рифового массива показан на рисунке 1Б. Разницы скоростей прохождения и отражения сейсмических волн по вмещающим породам и по породам с включением рифового массива может с легкостью интерпретироваться как разлом ввиду протяженности рифовых массивов. Также попытались количественно оценить влияние рифового массива на величину амплитуды псевдоразлома. Согласно общеизвестной формулы отображающей зависимость времени от скорости и расстояния мы имеем:

$$t_{\text{матр}} = \frac{2 \times S_1}{V_1}, (1)$$

где $t_{\text{матр}}$ - время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице - разрезе осадочных пород вне рифовой зоны, S_1 - толщина разреза матрицы, V_1 - средняя скорость сейсмических волн в матрице.

$$t_{\text{матр.сподн.а}} = \frac{2(S_1 - a)}{V_1}, (2)$$

где $t_{\text{матр.сподн.а}}$ - время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице с ложным поднятием амплитудой a .

Также записываем уравнение для матрицы с рифовым массивом:

$$t_{\text{риф}} = \frac{2(S_1 - S_2)}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2}, (3)$$

где $t_{риф}$ время вертикального прохождения и возвращения сейсмических волн в матрице с рифовым массивом, S_2 - толщина рифового массива, V_2 - скорость сейсмических волн в рифовом массиве.

Исходя из предположения о существовании ложных поднятий под рифовыми массивами и путем не сложных преобразований мы получаем уравнение зависимости толщины рифового массива от величины ложного поднятия:

$$\frac{2(S_1 - a)}{V_1} = \frac{2(S_1 - S_2)}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2} \quad (4)$$

$$\frac{2S_1}{V_1} - \frac{2a}{V_1} = \frac{2S_1}{V_1} - \frac{2S_2}{V_1} + \frac{2 \times S_2}{V_2}; \quad \frac{2S_2 - 2a}{V_1} = \frac{2S_2}{V_2}; \quad \frac{S_2 - a}{V_1} = \frac{S_2}{V_2};$$

$$\frac{V_2}{V_1} = \left(\frac{S_2}{S_2 - a} \right), \quad (5)$$

По осредненным расчетам при разнице скоростей 500 м/сек, рифовый массив с толщиной 500 метров способен вызывать ложное поднятие с амплитудой 39 м. При разнице скоростей 1000 м/с до 77 м.

Таким образом, исходя вышеизложенного, можно утверждать, что выявленные в отражающем горизонте КВ низкоамплитудные нарушения северо-западного простиранения могут иметь искусственное происхождение, и обусловлены рифовыми массивами. При этом, чем выше амплитуда блоков вдоль разломов, тем мощнее рифовый массив, и наоборот. Поэтому особый интерес, с точки зрения локализации рифовых массивов, должны привлекать «псевдоразломы» с максимальными амплитудами блоков, с учетом зон распространения улучшенных флюидоупоров и зон распространения потенциальных нефтематеринских и нефтегазопроизводящих отложений.

Предлагаемый поисковый критерий в совокупности с другими данными полевой геофизики, таких как гравиметрия, магниторазведка и электроразведка, может быть основой для картирования рифовых массивов, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности южного склона Анабарской антеклизы и северного склона Алданской антеклизы.

Литература:

1. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В.А.Асташкин, А.И.Варламов, Н.К.Губина и др. - М.: Недра. - 1984. - 180 с.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОРУДЕНЕНИЯ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): ПРО И КОНТРА

Скляров Е.В.¹, Старикова А.Е.², Шарыгин В.В.², Хромова Е.А.³

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск; Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, skl@crust.irk.ru*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, a_sklr@mail.ru*

³ *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, lena.khromova00@mail.ru*

Катугинское редкометальное месторождение расположено в Каларском районе на севере Читинской области. Оно относится к категории уникальных месторождений и по запасам Ta-Nb-Y руд является одним из крупнейших докембрийских месторождений России [7]. Помимо Ta, Nb и Y месторождение содержит промышленные концентрации Zr, U, REE и криолита. С момента открытия и разведки месторождения оно было отнесено к щелочным метаморфогенным метасоматитам, приуроченным к крупным глубинным разломам, не имеющим связи с магматизмом [1, 2 и др.]. Даже в современных сводках по магматизму и металлогении [9] метасоматический генезис руд не подвергается сомнению. В одной из последних публикаций В.В. Архангельской с соавторами [2] были сформулированы основные аргументы в пользу метасоматического генезиса рудных пород: 1) наличие метасоматической зональности; 2) замещение порообразующих минералов от одной зоны к другой (биотит – арфведсонит – эгирин), соответствующее фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности; 3) наличие ксенолитов вмещающих пород во внутренних частях рудной залежи; 4) наличие ядер древнего циркона, соответствующих возрасту измененных пород; 5) низкие температуры гомогенизации включений в кварце и алюмофторидах; 6) сохранность признаков первично осадочного происхождения в ксенолитах вмещающей рамы (знаки волновой ряби и др.).

В последнее десятилетие обозначилась и получает все больше подтверждений альтернативная точка зрения о магматическом генезисе месторождения [4-6]. В пользу магматической (или против предложенной метасоматической) природы оруденения могут свидетельствовать следующие признаки:

1. **Структурно-геологические.** А) Конфигурация обособлений щелочных пород, вполне соответствующая магматическому телу, а не приразломной зоне метасоматитов. Б) Отсутствие декларированной метасоматической зональности на многих участках и нередкие прямые и не тектонические контакты эгирин-арфведсонитовых и биотитовых разновидностей пород. В) Резкий непосредственный контакт эгирин-арфведсонитовых щелочных пород и вмещающей рамы без каких-либо признаков тектоники.

2. Петрохимические и петрографические. А) Крайне высокая железищность щелочных пород и, соответственно, пороодообразующих минералов, являющаяся характерным признаком гранитов А-типа и трудно объяснимая с позиций метасоматоза. Б) Отсутствие признаков замещения темноцветных пороодообразующих минералов, соответствующих декларируемым [2] фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности. В) Постоянное присутствие во всех типах щелочных пород микропертитов, логично интерпретируемых в качестве высокотемпературного распада магматических К-Na полевых шпатов при остывании и трудно объяснимых с позиций метасоматоза.

3. Геохронологические. Одновозрастность безрудных щелочных пород (2066 ± 6 млн. лет [5]) и зон Zr-REE-Nb оруденения (2055 ± 7 млн. лет [4]) в пределах ошибки метода. Широкий разброс более ранних датировок, полученных по циркону и пироксену (рис. 3.5 в [2]) вряд ли свидетельствует о предполагаемой авторами длительности процесса в сотни миллионов лет, а, скорее, говорит о точности и достоверности приведенных данных.

4. Минералогические. А) Набор элементов-примесей в цирконе из щелочных пород, свидетельствующий о его магматическом генезисе [6]. Б) Резкое преобладание фторидов (твейтит-(Y), гагаринит-(Y), флюоцерит-(Ce), иттрофлюорит, флюорит, криолит) в многочисленных индивидуальных и поликристаллических включениях в цирконе можно интерпретировать как начальную стадию «расслоения» высокофтористого кислого силикатного расплава на ранних стадиях кристаллизации. В) Присутствие крупных линзовидных тел криолитовых пород (> 50 об.% криолита). Г) Наличие в щелочных силикатных породах округлых или интерстициальных по форме обособлений, сложенных либо фторидами (флюоцерит-(Ce), твейтит-(Y), флюорит) и фторкарбонатами (бастнезит), либо алюмофторидами натрия (криолит, усовит, веберит), кальция (прозопит, пахнолит-томсенолит) и бария (усовит, $BaAlF_5$). Примечательно полное отсутствие в агрегатах силикатных минералов в последнем случае. Такие обособления могут отражать разные стадии отделения фторидного или алюмофторидного расплава (гидротермального раствора?) при кристаллизации щелочных гранитов.

Не претендуя на окончательное решение вопроса, мы считаем метасоматическую природу Катугинского редкометального оруденения «в чистом виде» крайне маловероятной. На наш взгляд, можно рассматривать две гипотезы: 1) Щелочные породы действительно являются гранитами, но редкометальное оруденение является более поздним и накладывается как на граниты, так и на вмещающую раму. 2) Оруденение связано с кристаллизацией высокофтористого щелочно-гранитного расплава, а особенности его локализации связаны с ликвацией исходного расплава на алюмосиликатную и фторидную (или алюмофторидную) составляющие. Находки включений Y-REE-фторидов и криолита в цирконах магматической стадии [6] позволяют говорить о том, что образование алюмофторидных обособлений происходило в магматическую стадию, а не при более поздних наложенных

процессах преобразования гранитов. Подобная несмесимость была ранее описана для онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [8], а также в экспериментах с высокофтористыми гранитными составами [3 и др.].

Нам представляется, что магматическая гипотеза наиболее непротиворечиво объясняет имеющийся фактический материал. Причем в рамках этой гипотезы не исключаются и метасоматические преобразования при воздействии фторидного или алюмофторидного расплава (расплав-раствора?) на закристаллизованные щелочные граниты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ, проект № 14-17-00325.

Литература:

1. Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геол. рудн. месторожд. – 1993. – Т. 35. - №2. - С. 115-131.
2. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. Минеральное сырье, № 25, М.: ВИМС, 2012, 318 с.
3. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фтор-содержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.:ГЕОС, 2005. 118 с.
4. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // ДАН, 2015 (в печати).
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // ДАН – 2002. - Т. 383. - №6. - С. 807-811.
6. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометального месторождения // Зап. РМО. – 2014. – Ч. 143. - №5. – С. 17-31.
7. Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геол. рудн. месторожд. – 2000. – Т. 42. - № 4. - С. 389-396.
8. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2010. - Т. 51. - № 10. - С. 1423—1442.
9. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geology Reviews. – 2014. – V. 63. - P. 265–295.

ЗОНАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПРОБНОСТИ ЗОЛОТА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ УЛАХАН-СИССКОЙ ЗОНЫ (КУЛАР, ЯКУТИЯ)

Скрябин А.И.

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

В южной части Улахан-Сисской зоны входят россыпи Джуотукского узла и прилегающих площадей (участки Черча, Правобережье р. Яны). Всего изучено 297 пробирных анализов золота из 22 россыпей. Ниже предлагается карта зонального изменения пробности золота и типов оруденения, составленная автором на структурно-магматической основе (рис).

Джуотукский рудно-россыпной узел охватывает ручьи Джуотук, Михаил-Юрэгэ (прав. пр. Куччугуй-Кегюлюр и Туогучан (лев. пр. Яны). Данные 17 анализов показывают преобладание весьма низкопробного золота: 616 - 699, 682 (Михаил-Юрэгэ), 594 – 606 ‰ (Зенит, лев. пр. Туогучан). В руч. Джуотук золото обнаружено в 12 – 22 км от выхода Кэрехского массива. Из трех долин имеется 8 анализов золота. Для головки россыпи руч. Джуотук характерно весьма низкопробное золото (527, 654, 632, 664 ‰). Однако в правом притоке его наблюдается золото чуть повышенной пробности (830 ‰ - Жаркий). Коренные источники этих россыпей, вероятно, золото-редкометалльного типа с низкопробным золотом не сохранились, частично эродировались. Другие рудопроявления, вероятно, более глубинные, относятся к двум минеральным типам: золото-галенит-сфалеритовому (Вещее - 751, Жаркое - 799) и золото-шеелит-арсенопиритовому (Джуотук - 836, Самыр - 920, Рассвет - 869, Хонук – 742, Поздний -727). Эти два типа встречаются иногда в одном месторождении, поэтому оценить преобладание того или другого типа проблематично. К золото-шеелит-арсенопиритовому минеральному типу больше подходит рудопроявление Джуотук. Оно представлено секущими минерализованными зонами дробления и кварцевыми жилами северо-восточного простирания. Здесь выявлено 13 рудных тел, имеющих мощность от 0,5 до 6,8 м и протяженность до 400 м. В рудах его, кроме кварца и карбоната, присутствует арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, шеелит, киноварь и золото (836 ‰) с содержанием 0,1 - 20, редко 474 г/т. (Г.С. Сонин, 1967 г). Проявление Самыр представлено кварцевыми линзами (мощность от 0,1 до 1,5 м, протяженность 10-15 м), кварцевыми жилами (соответственно до 2,5 м и 350 м) и минерализованными дроблениями (2 - 12 м, и до 1400 м), имеющими северо-восточное простирание. В составе руд, кроме кварца, карбоната, были отмечены пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит и, редко, самородное золото (920 ‰). По Г.С. Сониному, проявление относится к галенит-сфалеритовому типу. Однако нельзя исключить его принадлежность к золото-сульфоантимонитовому типу. С этим оруденением в одной

структуре находится рудопроявление Рассвет, золото которого имеет пробность 869.

Используя результаты геолого-съёмочных работ, нами показаны поля развития контактово-ороговикованных пород (Михаил-Юрэгэ, Джуотук, Туогучан), обусловленных залеганием на глубине нескрытого интрузива. Иногда участки с низкопробным золотом совпадают с полями ороговикования, в этом случае оруденение, может быть, приурочено к апикальной части нескрытого интрузива.

Кроме того, в Джуотукском узле находится золото-серебряное месторождение **Мастах**, приуроченное к сдвиговой зоне северо-восточного простираия. Вмещающие породы представлены известковистыми и углистыми алевритами с повышенным содержанием углерода. Золото низкопробное (586 ‰), серебристое с примесью мышьяка, сурьмы и ртути.

В бассейне ручья **Черча** выявлено золото в 6 - 12 км от выхода Кэрэхского массива. В истоках левых притоков его обнаружены рудопроявления, предположительно, золото-шеелит-арсенопиритового типа с золотом разной пробности (742 - Хонук и 836 – Позднее). Установлена золотоносность двух правых притоков. Интересен факт: пробность золота возрастает от верхнего течения к нижнему: от 749 до 771 ‰ (Золотистый) и от 802 до 897 ‰ (Кыстакын-Балаганнах). Поскольку истоки этих водотоков начинаются с контактов Кэрэхского и Кючюского массивов, то можно считать, что по мере удаления от них пробность золота постепенно увеличивается.

Правобережье р. Яна занимает наиболее удаленное положение от Куларских батолитов, где известно антимонитовое оруденение Магыл-Хая, тяготеющее к дайкам гранитоидов и контактово-метаморфизованным породам нескрытого интрузива. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления. Выделяют два типа руд: карбонат-кварц-антимонитовый, хлорит-карбонат-кварцевый с редкими вкраплениями антимонита. Золото от следов до 1 г/т (спектральный анализ). Рядом с горой Магыл-Хая расположена россыпь руч. Омега, которая привлекает внимание тем, что пробность золота возрастает вниз по долине - от -766 - 837 ‰ на головке до 866 - 899 ‰ в хвостовой части. Причем, это происходит опять по мере удаления от ореолов ороговикования нескрытого интрузива. В руч. Таба обнаружено наиболее высокопробное золото (866, 952) на Куларе. Коренные источники этих россыпей не известны. Возможно, они образовались за счет коренных источников золото-сульфоантимонитового типа.

В целом, пробность золота возрастает в северном направлении от выхода гранитоидов Центрально-Куларской зоны (Кэрэхского, Кючюского, Тирехтяхского и Хос-Юряхского), что указывает на роль их в закономерном размещении месторождений золота (см. рис). Проявления касситерит-кварцевый формации (Нагорное, Подгорное, Черчинское, Хос-Юряхское) приурочены к эндо- и экзоконтактовым частям этих массивов. На некотором удалении от них они заменяются оруде-

нением золото-шеелит-арсенопиритового (Золотистое), затем золото-сульфоантимонитового (предположительно) и антимонитового (Магыл-Хая) типов.

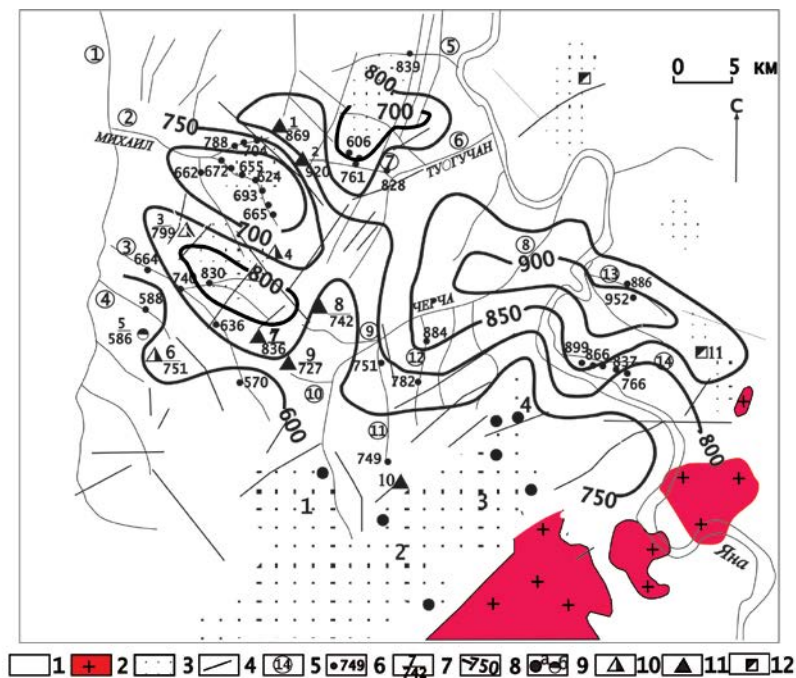


Рисунок. Зональное изменение пробности золота и типов оруденения относительно выхода Куларских гранитоидов и невоскрытых интрузивов в южной части Улахан-Сисской зоны:

1-терригенные породы; 2 - гранитоиды: Кэрэхский (1), Кючюсский (2), Тирехтяхский (3), Хос-Юрхаский (4); 3 – контактово-метаморфизованные породы (Г.С. Сонин, 1968 г); 5 – водотоки и россыпи: Куччугуй Кюгюлюр (1), Михаил-Юрэгэ (2), Джуотук (3), Вещий (4), Кэндэйбэ –Юрэгэ (5), Туогучан (5), Зенит (7), Черча (8), Хонук (9), Поздний (10), Золотистый (11), Кыстакын-Балаганнах (12), Таба (13), Омега (14); 6 - пробность золота в россыпях; 7 – рудопроявления-числитель и пробность золота - знаменатель: Рассвет (1), Самыр (2), Жаркое (3), Раннее (4), Мастах (5), Вещее (6), Джуотук (7), Хонук (8), Позднее (9); 8 –изолинии пробности золота; 9 – 12 – принятые типы оруденения: касситерит-кварцевый тип по Л.Ф. Дементьеву (9,а) золото-серебряный (сульфоантимонитовый) (9,б), золото-галенит-сфалеритовый (10), золото-шеелит-арсенопиритовый (11), антимонитовый (12).

Таким образом, в южной части Улахан-Сисской зоны показаны особенности зонального изменения пробности золота и латеральной зональности типов золотого оруденения относительно выхода Куларских гранитоидов и невоскрытых интрузивов. Это доказываются приведенными минералогическими, геологическими данными.

О ПРОБЛЕМАХ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ПРОГРЕССА В БУРЕНИИ СКВАЖИН

Скрябин Р.М.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Буровые работы играют ключевую роль в геологоразведочной и горнодобывающей отраслях экономики страны. Развитие минерально-сырьевой базы и технико-экономическая эффективность добычи полезных ископаемых во многом зависят от уровня технической оснащенности и технологического совершенства буровых работ.

Несмотря на это, в силу общего падения уровня геологоразведочной отрасли страны начиная с 90-ых годов прошлого века, отмечается резкое снижение динамики показателей на буровых работах подведомственных предприятий МПР России, начавшиеся в те же годы, табл.1. [1].

Таблица 1.

Показатели* по МПР РФ	Годы					
	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Объем ГРП за счет всех источников финансирования, млрд. руб. %:	<u>27697,7</u> 100	<u>16346,1</u> 59,0	<u>5628,5</u> 20,3	<u>5988,3</u> 21,6	<u>5216,4</u> 18,8	<u>5225,3</u> 18,9
глубокое бурение	<u>13079,2</u> 100,0	<u>6816,0</u> 52,1	<u>2136,2</u> 16,3	<u>1805,1</u> 13,8	<u>1558,1</u> 11,9	<u>1297,3</u> 9,9
колонковое бурение	<u>1586,8</u> 100,0	<u>526,4</u> 33,2	<u>253,6</u> 16,0	<u>303,1</u> 19,1	<u>393,8</u> 24,8	<u>391,5</u> 24,7
Численность работающих, тыс. чел. %. Пробурено, тыс. м. %:	<u>332,5</u> 100,0	<u>251,2</u> 75,5	<u>177,4</u> 53,4	<u>129,9</u> 39,1	<u>110,7</u> 33,3	<u>92,7</u> 27,9
глубокое бурение	<u>2632,8</u> 100,0	<u>2176,6</u> 82,7	<u>595,0</u> 22,6	<u>429,6</u> 16,3	<u>324,8</u> 12,3	<u>218,6</u> 8,3
колонковое бурение	<u>7897,4</u> 100,0	<u>3163,7</u> 40,1	<u>1654,2</u> 20,9	<u>969,4</u> 12,3	<u>1242,4</u> 15,7	<u>867,2</u> 11,0

*Примечание: *Стоимостные показатели даны в ценах 1996 г. по индексам Минэкономики РФ.*

А.С. Волков [1] отмечает развал базы производства и обеспечения техникой геологоразведочных работ страны. Если до 1990 г. серийную буровую технику изготавливали более 40 заводов, то сейчас их круг резко сократился.

Мощный научно-конструкторский потенциал геологоразведочной отрасли сосредоточенный до 1990 г. в 70 научно-исследовательских и проектно – конструкторских организациях утрачен. Например, головной Всесоюзный институт техни-

ки разведки – ВИТР сегодня не существует. Эффективность аспирантуры высших учебных заведений также упала в силу разных организационно-финансовых проблем. Тематика аспирантских исследований не всегда отвечает насущным проблемам производства, и как следствие, результаты работ остаются не востребованными.

Структурная перестройка геологоразведочной службы привела к потере технологической службы при проведении буровых работ и к ликвидации партий новой техники в производственных организациях, которые оперативно решали многие научно-технические проблемы на местах.

К сожалению, изменение негативных тенденций и улучшение ситуации не достигнуто и по настоящее время.

Потребность в результатах научно-технического прогресса в геологоразведочных работах особо возрастает в северных, арктических регионах страны в силу осложненных природно-климатических, криологических, транспортно-энергетических условий их ведения. Здесь, как нигде, нужны новейшие наукоемкие энерго- и ресурсосберегающие технологии геологоразведочных работ, в том числе, буровых работ.

К сожалению, с научно-техническим прогрессом в буровых работах в Якутии дела обстоят также плохо, как по всей стране, если не сказать хуже.

Буровые работы ведутся разрозненными хозяйствующими субъектами организационно и технологически не связанными меж собой, в республике нет какой-либо структуры мониторинга буровых работ, по подобию ранее существовавших производственно-технических отделов, партии новой техники и технологических групп.

В результате приходится говорить не о научно-техническом прогрессе, а скорее, о застое в области техники и технологии геологоразведочных работ. На практике все еще продолжают широко использоваться устаревшие технологии ведения геологоразведочных работ, такие как ударно-канатное бурение, проходка шурфов на «пожог», а эффективное использование прогрессивных технологий тормозится отсутствием современного специализированного оборудования, инструментов и заинтересованных технологических служб. Разработке научно-технических проблем и внедрению инновационных технологий буровых работ в Якутии не уделяется должного внимания. В академических институтах горно-геологических профилей традиционно отсутствует научная буровая проблематика, соответственно, нет лабораторий, творческих коллективов.

Научными исследованиями в республике в области инновационных технологий буровых работ в криолитозоне в настоящее время занимается только небольшой творческий коллектив кафедр «Технологии и техники разведки месторождений полезных ископаемых» и «Нефтегазового дела» ГРФ СВФУ им. М.К. Аммосова. Организовано малое инновационное предприятие МИП «Арктик Бур», фор-

мируется второе МИП «Саха Бур Ин Тех» для сервисного сопровождения поисково-разведочного бурения на нефть и газ в республике.

Основными направлениями научных исследований коллектива в настоящее время являются:

1. Разработка и внедрение современных технических средств и технологий бурения шурфоскважин на разведке россыпных месторождений алмазов в сотрудничестве с ОАО «Алмазы Анабара»;

2. Исследования по созданию новых типов буровых коронок и технологий бурения разведочных скважин с продувкой сжатым воздухом в сложных геологических разрезах в условиях криолитозоны;

3. Совершенствование техники и технологии бурения инженерно-изыскательских скважин в мерзлых песчано-глинистых породах с целью обеспечения качественного отбора проб;

4. Совершенствование технологии бурения нефтяных и газовых скважин на месторождениях Якутии.

Практика бурения разведочных и эксплуатационных скважин в Якутии, как и в других регионах Севера и Арктики, выдвигает серьёзные научные проблемы и конкретные задачи технического прогресса, прежде всего в области:

- Теории разрушения мерзлых горных пород и основ проектирования породоразрушающего инструмента для различных способов бурения;

- Сохранения естественного температурного режима мерзлой толщи горных пород и обеспечения устойчивости стенок скважины;

- Разработки новых рецептур морозостойких буровых растворов и тампонажных смесей;

- Совершенствования технологии бурения с продувкой воздухом с различными типами породоразрушающих инструментов;

- Разработка высокоэффективных конструкций породоразрушающих инструментов на основе использования современных, износо- и термостойких сверхтвёрдых, нанокompозитных материалов;

- Создания новых способов и технологий бурения скважин большого диаметра ($\varnothing$ 500-1000 мм.) на разведке россыпных месторождений полезных ископаемых.

Важнейшим условием достижения научно-технического прогресса в буровых работах в сложных условиях криолитозоны северных и арктических регионов страны является формирование кадрового потенциала инженерно-технических и научных работников и создание научной школы современных буровых технологий в криолитозоне объединёнными усилиями профильных творческих коллективов академической, вузовской и отраслевой науки республики.

Литература:

1. Волков А.С., Думкин Л.Н. (ВИЭМС), Современные проблемы буровых работ // Разведка и охрана недр, 1997, №12, с.19-21.

АРХЕЙСКИЕ ЭКЛОГИТЫ И ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА)

Слабунов А.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru

Вопрос о том, когда заработал спредингово-субдукционный конвейер, определяющий, наряду с плюмами, лик нашей планеты является предметом дискуссий, хотя и менее бурных, чем несколько десятилетий назад [6]. Важными находками, предопределяющими исход этого спора, являются архейские эклогиты. Одна из них была сделана в 90-х годах прошлого века на Алданском щите Александром Павловичем Смеловым [11]. Примерно в эти же годы раннедокембрийские эклогиты найдены и на Балтийском щите [2], позднее был обоснован их архейский возраст [3].

В Беломорской провинции Балтийского щита сохранился поразительно полный для архейских структур набор магматических (гранитоиды ТТГ ассоциации и лейкограниты S-типа, матавулканиты известково-щелочной, толеитовой, кома-тиитовой, бонинитовой, адакитовой серий) и метаморфических (породы эклогитовой, гранулитовой, амфиболитовой фаций) комплексов в сочетании с проявлениями покровной тектоники [7 и ссылки там]. Эти материалы – основа для геодинамических реконструкций в архее с актуалистических позиций. В их основе лежит фундаментальное понимание соотношений между термальной структурой литосферы в зонах субдукции, условиями метаморфизма субдуцирующего слэба и в надсубдукционной зоне, а также особенностями магмогенерации.

В Беломорской провинции устанавливается [5, 7] последовательность ассоциаций осадочно-вулканогенных (зеленокаменных) и метаморфогенных комплексов с возрастными 2.88-2.82, 2.81-2.76, 2.75, 2.73-2.72 млрд. лет (далее - Ga). В состав каждой из них входят островодужные вулканиты. Совместно с последними в аккреционных тектонических ансамблях устойчиво присутствуют базальт-коматиитовые комплексы, что свидетельствует об активном взаимодействии мантийных плюмов с океанической литосферой. Их возраст, однако, пока не установлен и условно принимается близким к возрасту сопряженных с ними среднекислых вулканитов, что, конечно же, является весьма грубым приближением. Другим компонентом латерального ряда 2.88-2.82 Ga являются метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса, реконструируемые как осадки преддугового бассейна, офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса [5], эклогитсодержащий меланж Салмы [10]. Таким образом, данный латеральный ряд может быть интерпретирован как отражение субдукционной обстановки островодужного типа. Эта система отмирает 2.82 Ga, и в результате аккреции формируется первый фрагмент (суб)континентальной коры, в структуре которой оказались тектонически совмещенными плюмовые базальт-

коматиитовые, островодужные, гранитоидные ТТГ ассоциации, океанические, эклогитсодержащие комплексы.

В период 2.81-2.78 Ga сформировались комплексы базальт-коматиитовый, супрасубукционных офиолитов, островодужные (среди которых велика доля пород адакитовой серии), гранитоиды ТТГ ассоциации, метаграувакк преддугового бассейны, умереннобарических гранулитов, эклогитов [2, 7 и ссылки там]. Эти комплексы маркируют, соответственно, океаническое плато, задуговой спрединговый бассейн, зону вулканической островной дуги, преддугового бассейна, глубинный срез надсубдукционной зоны и, наконец, фрагменты субдуцирующего слэба. В результате аккреции около 2.78 Ga продолжился рост (суб)континентальной коры.

Анализ особенностей состава мезоархейских (2.82-2.81 Ga) эклогитов, ТТГ гранитоидов района Кура-Ваара показывает [8], что эта ассоциация сформировалась в процессе субдукции утолщенной океанической литосферы типа океанического плато. Ее водонасыщенность обеспечила выплавление большого объема гранитоидов ТТГ ассоциации в условиях пологой горячей субдукции. С этими представлениями хорошо согласуется и то, что среди островодужных вулканитов этого периода велика доля адакитов.

После небольшого (около 25 млн. лет (далее -Ma)) периода затухания субдукция возобновляется и формируется новый островодужный комплекс. После чего вновь на протяжении 20 Ma не генерируется новая континентальная кора. Последний всплеск роста сиалической коры начинается 2.73 и продолжается 25-30 Ma. Именно в этот период формируются эклогиты Гридино, Широкой Салмы, Куру-Ваары [3, 8, 9, 10], островодужные вулканиты известково-щелочной серии [4] и интрузии молибденоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации [1], гранулит-эндербитовый комплекс [2, 7]. Такая ассоциация комплексов может сформироваться в зоне субдукции в режиме активной континентальной окраины.

На этом завершилось формирование блоков континентальной коры и около 2.7 Ga начался процесс их коллизионного взаимодействия.

Таким образом, установлена редкая для архея последовательность из как минимум 4-х сменяющих друг друга латеральных рядов комплексов с возрастными от 2.88 до 2.70 Ga. Наиболее полный из их включает в себя островодужные (известково-щелочной и адакитовой серий) вулканиты, гранитоиды ТТГ ассоциации, офиолиты, гранулиты умеренных давлений, эклогиты. Каждый латеральный ряд маркирует субдукционно-аккреционный эпизод формирования орогена. Завершается становление орогена коллизией новообразованных субконтинентальных блоков коры. Такая динамика становления орогена весьма сходна с фанерозойской, что дает основание полагать, что геодинамические процессы начиная, по крайней мере, с мезоархея имели значительные черты сходства с фанерозойскими. Этот вывод принципиально важен для понимания геодинамики ранней Земли и реконструкции суперконтинентов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-09288-а).

Литература

1. Богачев В.А., Иваников В.В., Сергеев С.А. U-Pb SHRIMP-датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (Северо-Восточная Карелия) // Минералогия докембрия. М-лы конференции. Петрозаводск. 2009. С. 22—25.
2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609—631.
4. Милькевич Р.И., Мыслова Т.А., Глебовицкий В.А. и др. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2007. С. 483—506.
5. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с.
6. Слабунов А.И. Достижения и проблемы геологии докембрия: по материалам 5-ого международного симпозиума по архею // Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Современное состояние наук о Земле. 2011. С. 1730-1734
7. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3—32
8. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Том 53, № 3. С. 341-364.
9. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I. et al. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // International Geology Review, 2014, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.958578>.
10. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Vol. 38. P. 739—742.
11. Smelov A.P., Beryozhin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield, Siberia // Precambrian Research. 1993. Vol. 62. P. 419-430.

ГЕОЛОГИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТЫРКАНДИНСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

**Смелов А.П.¹, Кравченко А.А.¹, Березкин В.И.¹, Тимофеев В.Ф.¹,
Зедгенизов А.Н.¹, Попов Н.В.², Мельников А.И.³, Кардаш Е.А.⁴, Утробин Д.В.**

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,*

freshrock@yandex.ru

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики*

им. А.А. Трофимука СО РАН

³*Институт земной коры СО РАН*

⁴*ГУГПП «Якутскгеология»*

Тыркандинская зона тектонического меланжа в северной части разделяет Восточно-Алданский и Центральнo-Алданский гранулитовые супертеррейны Алдано-Станового щита (рис. 1А). В её строении участвуют тектонические пластины, сложенные различными ассоциациями пород обоих супертеррейнов (по убыванию возраста): 1) эндербито-, чарнокито- и гранитогнейсы (ортогнейсовый инфракрустальный комплекс); 2) гиперстеновые гнейсы, гиперстен-диопсидовые и гиперстен-диопсид-амфиболовые плагиогнейсы, прослои и линзы двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород, гранат-биотитовых и гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов (иджекская толща); 3) биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы, прослои и линзы кальцифиров, известково-силикатных и диопсидовых пород (кюриканская толща); 4) гранат-биотитовые плагиогнейсы с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов (холболохская толща) [1, 4] (рис. 1Б). Пластины полого погружаются в восточном направлении [5] и ограничены узкими зонами бластомилонитов, иногда насыщенных телами гранитоидов [4].

Исследования, проведенные авторами с 2010г. по 2015г., позволили детализировать схемы, показанные на рис. 1А и Б, и в первом приближении построить геологические разрезы (рис. 1В).

В результате работ к ССЗ от Сеймского блока Сугамского террейна (от петротипической местности сеймской толщи), в зоне меланжа выделены маломощные тектонические пластины сеймской толщи представленной чередованием гранат-биотитовых гнейсов, реже плагиогнейсов с высокоглиноземистыми силлиманит- и (или) кордиерит-содержащими гранатовыми гнейсами с полосами гранат-гиперстеновых плагиогнейсов, включая богатые гранатом, гиперстеном и магнетитом породы (эвлизиты), известково-силикатных пород, кальцифиров и двупироксен-содержащих кристаллических сланцев. Основанием для выделения пластин сеймской толщи послужили находки эвлизитов, неизвестных в холболохской

толще и характерных для сеймской толщи [1], а так же значения $T_{Nd}(DM)$ близкие к 3.0 млрд.л. для некоторых высокоглиноземистых парагнейсов, сопоставимые более с возрастами парагнейсов в стратотипе сеймской толщи, нежели холболохской.

Полученные в ИГГД РАН значения $T_{Nd}(DM)$, для парагнейсов различных комплексов изученного района составили: 1) сеймская толща 2972-2478 млн.л.; 2) иджекская толща 2603-2381 млн.л.; 3) кюриканская толща 2398-2303 млн.л.; 4) холболохская толща 2374-2193 млн.л.. Нижние возрастные пределы образования протолитов этих комплексов в районе близки к пределам их образования в других районах щита [3]. Но для иджекской толщи получены более широкие и древние пределы значений, которые частично перекрываются с таковыми сеймской толщи. Методами определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу кроме парагнейсов в иджекской толще диагностированы ортогнейсы. Вероятно, какие-то части толщи в перспективе следует относить к сеймским образованиям или к ортогнейсовому комплексу.

Выявлен сложный и разновозрастный (?) интрузивный магматизм Иджеко-Нуямской и Тыркандинской зон разломов, ограничивающих Тыркандинскую зону тектонического меланжа. Ранее было показано трассирование этих разломов гранитоидами и мелкими телами метаморфизованных габбро, габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов. Нами установлено, что в строении Усть-Тимптонского гранодиоритового массива принимают участие и более основные породы, вплоть до габбро. В зонах разломов впервые выделены тела тоналит-трондьемитов и субщелочных лейкогаббро, сиенитов, граносиенитов. Во внутренней части зоны меланжа из состава толщ вынесены дайковые тела высокотитанисто-высокожелезистых кристаллических сланцев, вблизи восточной части изучены тела ультрабазит-базитов. По результатам картирования различных метаморфических комплексов и согласно разнице $T_{Nd}(DM)$ пород в региональном плане обнаружено чередование антиформных и синформных структур со срывами крыльев складок приводящими к образованию тектонических пластин (рис. 1В). По-видимому, это результат формирования надвигов в западном направлении на ранних этапах развития зоны меланжа. Более поздние тектонические процессы деформируют и перемещают образованные структуры сдвиговыми движениями [2]. Новые данные подтверждают, что Тыркандинская зона тектонического меланжа в раннем докембрии представляла собой зону глубинных надвигов, по которым Восточно-Алданский супертеррейн надвигался к западу на смежную окраину Центрально-Алданского супертеррейна [4]. Корреляция и периодизация магматических и тектонических процессов в пределах зоны требует дальнейшего изучения.

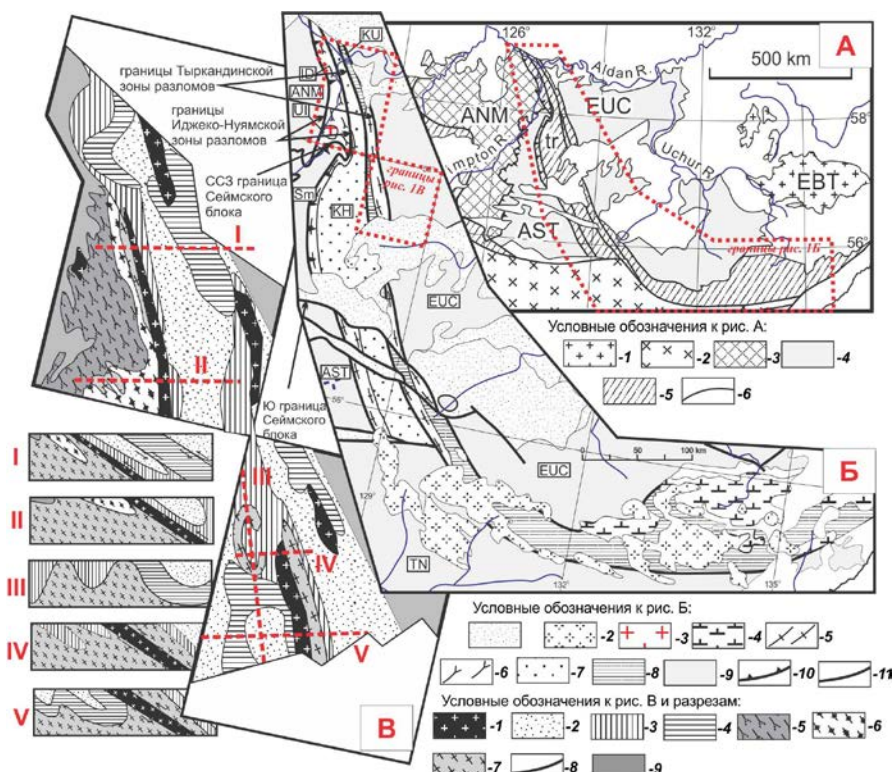


Рис. 1. Геология раннедокембрийских комплексов Тыркандинской зоны тектонического меланжа.

А – Положение Тыркандинской зоны меланжа на карте террейнов Алдано-Станового щита [3]. Условные обозначения: 1-4 – террейны: 1 – гранит-зеленокаменный Батомский; 2 – тоналит-трондьемитогнейсовый Тындинский; 3 – гранулит-ортогнейсовый Нимнырский; 4 – гранулит-парагнейсовые Сутамский и Учурский; 5 – зоны тектонического меланжа. Тыркандинская (tr) и Амгинская (am); 6 – разломы. Батомский (EBT) и Учурский (EUC) террейны образуют Восточно-Алданский супертеррейн, Нимнырский (ANM) и Сутамский (AST) террейны – Центрально-Алданский супертеррейн.

Б – Геологическая схема Тыркандинской зоны меланжа [3]. Условные обозначения: 1 – чехол Сибирской платформы; 2 – мезозойские сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 3 – сшивающие раннепротерозойские чарнокиты, граниты и граносиениты; 4 – раннепротерозойские анортозиты; 5 – гнейсограниты; 6 – иджекская толща; 7 – холболохская толща; 8 – кюриканская толща (описание толщ см. в тексте); 9 – террейны: Нимнырский (ANM), Сутамский (AST), Учурский (EUC) и Сеймский блок (Sm) Сутамского террейна; 10 – надвиги; 11 – разломы.

В – Строение северной части Тыркандинской зоны меланжа. 1 – сшивающие гранитоиды нерасчлененные; 2 – холболохская толща; 3 – холболохская Б толща (насыщенная кристаллическими сланцами [1]); 4 – кюриканская толща; 5 – иджекская толща; 6 – сеймская толща; 7 – ортогнейсовый комплекс; 8 – разломы; 9 – окружающие террейны.

Литература:

1. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А. Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии (ред. Добрецов Н.Л.). - М.: Наука, 1986, 276 с.
2. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975. 227 с.
3. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, том 7, № 1, с. 3-17.
4. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). - М.: Наука / Интерпериодика, 2001. С. 81-104.
5. Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А. Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №10. С. 148-161.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДРОБЛЕНИЯ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД КРИОЛИТОЗОНЫ

Соколов К.О.¹, Нерадовский Л.Г.²

¹ *Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН*

² *Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН*

В настоящее время георадиолокационные исследования разрывных нарушений проводятся в основном для изучения тектоники и геодинамики какой-либо местности. Для этих целей, как правило, достаточно небольшого количества профилей, проложенных в местах, где имеются соответствующие геоморфологические признаки [1-3]. На россыпных месторождениях криолитозоны, например, в Анабарском районе Республики Саха (Якутия), геоморфологические признаки разрывных нарушений выражены очень слабо и не могут служить основой для планирования георадиолокационных работ.

Выявление разрывного нарушения на георадиолокационном разрезе, как правило, происходит на основе визуального анализа, в процессе которого проводится поиск структур характерных для мелких или крупных разломов, которые отображаются в виде разрыва и смещения различной амплитуды осей синфазности георадиолокационных сигналов.

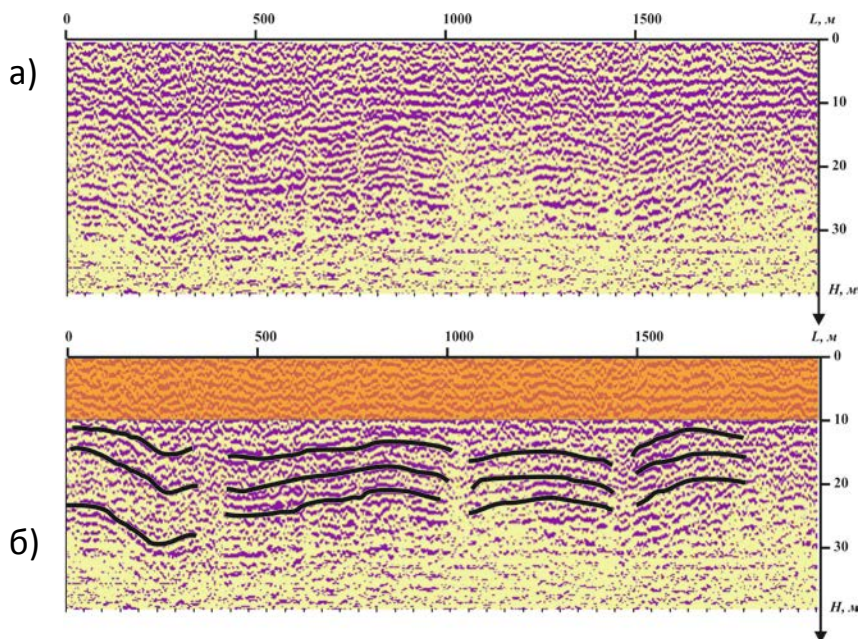


Рис. 1. Пример определения разломов по данным георадиолокации
а) исходная радарограмма б) после интерпретации сигналов

На рисунке 1а представлена радарограмма, полученная при георадиолокационном исследовании россыпного месторождения р. Хас-Сарара. На ней, по корреляции осей синфазности, можно выделить четыре группы параллельных границ, характерных для слоистых сред (рисунок 1б). Между ними, на отметках 400 м, 1000 м, 1500 м оси синфазности обрываются и снова трассируются в среднем через 50 м. Эти области могут быть проинтерпретированы, как разломы и прослежены по данным площадных георадиолокационных исследований.

Таким образом, метод георадиолокации может быть успешно использован для изучения зон тектонической трещиноватости и дробления.

Литература

1. Соколов К.О., Попков П.А., Прудеский Н.Д. Возможности георадиолокации при исследовании разрывных нарушений на месторождениях полезных ископаемых криолитозоны, Горный информ.-аналит. бюллетень, 2013, №3, С.351-355.
2. Ercoli M., Pauselli C., Frigeri A., Forte E., Federico C. “Geophysical paleoseismology” through high resolution GPR data: A case of shallow faulting imaging in Central Italy, Journal of Applied Geophysics, Volume 90, March 2013, Pages 27–40.
3. Avila-Olivera J.A., Garduño-Monroy V.H. GPR study of subsidence-creep-fault processes in Morelia, Michoacán, Mexico Engineering Geology, Volume 100, Issues 1–2, June 2008, Pages 69–81.

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОСЛЕЖИВАНИИ РУДНЫХ ЗОН ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА

Соловьев Е.Э., Кычкин В.А.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск
solov.evg@yandex.ru

Верхне-Индигирский горнопромышленный район, входящий в Главный золотonosный пояс северо-востока России – является одним из крупнейших регионов в мире по добыче и ресурсам золота. Начиная с 1944 г. в районе добыто более 600 т золота, из них только около 30 т. из коренных месторождений. Золотодобыча здесь имеет преимущественно россыпную направленность, что обусловлено влиянием комплекса геологических, экономических, технологических, экологических и других факторов, включая исторические. Ресурсы россыпных месторождений, в настоящее время исчерпываются. На данный момент успешно на протяжении нескольких лет эксплуатируется только рудное месторождение Бадран. Разработка других коренных проявлений золота в Верхне-Индигирском районе ведется эпизодически в весьма ограниченных масштабах. Между тем в результате геолого-поисковых и тематических исследований установлены многочисленные золоторудные проявления с недостаточно изученными и поэтому неясными перспективами, что создает предпосылки выявления крупных рудных объектов в данном регионе. В последнее десятилетие в связи с реализацией новых подходов к поискам и оценке золотonosности района, развитием новых технологических возможностей намечаются обнадеживающие перспективы выявления крупнотоннажных месторождений нетрадиционных для региона жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов золотого оруденения (Мало-Тарынское рудное поле). Оруденение этих типов известно на осваиваемом недропользователями Наталкинском месторождении.

Район, в геологическом отношении, расположен в области интерференции динамических напряжений Колымо-Омолонского микроконтинента, Охотского террейна и окраинных структур палеотихого океана. Территория прошла длительное и многостадийное развитие с неоднократным изменением направления тектонического транспорта, формированием сложного структурного рисунка золотonosных объектов и рудоконтролирующих элементов.

Геофизические исследования проведены на участке Кокарин-Встречный Талалахского рудного узла с целью установления характера проявления рудовмещающих структур в наблюдаемых геофизических полях. На объекте исследований выполнены магнитометрическая и электрометрическая съемки. Магниторазведка выполнена в профильном варианте по методике однократных наблюдений на рядо-

вых точках с шагом наблюдений 10 м. На контрольных точках и точках с аномальными значениями магнитного поля количество замеров увеличивалось до 3 – 4, за отсчет принималось среднее значение наблюденного поля.

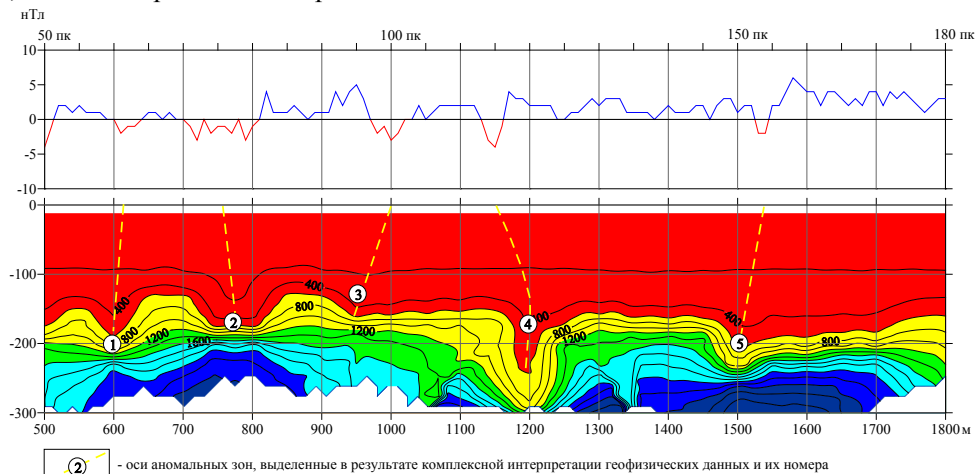


Рис.1. Интерпретация геофизических исследований на участке Кокарин-Встречный

Электрометрические исследования проводились методом ЗМПП (зондирование методом переходных процессов) в варианте «петля в петле» с шагом наблюдения 50 м. Для изучения геоэлектрического строения исследуемой территории до глубин 300 м были использованы следующие параметры электрометрических измерений: сторона петли – 50 м, момент генераторной петли – 2500 м^2 , измерительной – 10 м^2 . Синхронизация времени между генератором и измерителем проводилась через систему GPS. Длительность переходного процесса на точках зондирования по интерпретационному профилю составила не более 100 мкс, минимальный уровень сигнала - 0,001 мВ. По измеренным сигналам электромагнитного поля построены линии значений ЭДС равного времени, показывающие переходные характеристики среды по интерпретационному профилю. В ходе анализа линий ЭДС равного времени установлено, что аномальные зоны проявляются на времени 56 мкс и характеризуются резким снижением уровня сигнала. Уменьшение временного диапазона переходного процесса указывает на наличие в изучаемой среде непроводящего объекта. На интерпретационном профиле выделено четыре аномальные зоны низкой проводимости. Учитывая особенности геологического строения территории, объектами высокого сопротивления являются минерализованные зоны дробления.

Анализ комплексной интерпретации геофизических данных показал, что локальные аномалии магнитного поля отрицательного знака коррелируются с выделенными аномальными зонами слабой проводимости горных пород в геоэлектрическом разрезе (рис. 1). На основе корреляционной связи между магнитными и

электрическими аномалиями можно предположить о наличии на интерпретационном профиле пяти минерализованных зон дробления, которые характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости и высоким электрическим сопротивлением. Полученные данные подтверждают результаты ранее проведенных геофизических исследований на рудопрооявлениях изучаемого региона, где было установлено, что рудные зоны, представленные минерализованными зонами дробления, выделяются линейными аномалиями отрицательных значений магнитного и электрического полей.

Комплексная интерпретация графиков аномального магнитного поля и геоэлектрического разреза позволяет установить мощность и падение аномальных зон, что может быть использовано для планирования горно-геологических работ.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

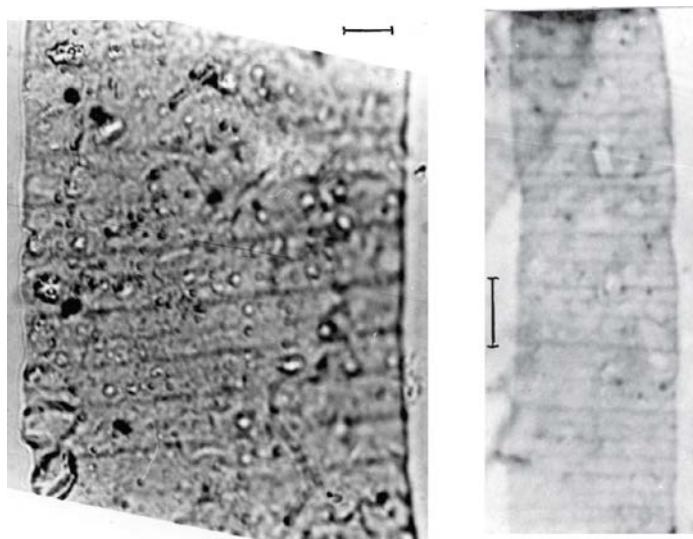
ОБОСНОВАНИЕ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МИКРОФОССИЛИИ РОДА *BOTUOBIA* К ЦИАНОФИТАМ

Софронеева Л.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Род *Botuobia* Pjatiletov описан и выделен впервые в 1979 году исследователем В.Г. Пятилетовым. Систематическое его положение не было обосновано как автором рода, так и другими исследователями [Колосов, 1984; Микрофоссилии докембрия СССР, 1989]. В монографии «Вендская система. Т.1. Палеонтология» на с.157 типовой вид *Botuobia vermiculata* Pjatiletov, 1979 описан автором как представитель нитчатых водорослей. При этом отнесение данных микрофоссилий к водорослям не было обосновано. В 1984 году П.Н. Колосов род *Botuobia* по форме сегментированных нитей и дисковидно-цилиндрических клеток сравнивает с рецентными *Oscillatoria* Schopf, 1968.

Микрофоссилии рода *Botuobia* представляют собой одиночные, трубчатые (цилиндрические), прямые, изогнутые, слегка сегментированные, неперешнурованные или слабо перешнурованные у поперечных перегородок нити. На срезе видно, что микрофоссилии имеют постоянную или несколько изменяющуюся на всем протяжении ширину, за исключением концов. Клетки дисковидно-цилиндрические, стенка тонкая, чехол отсутствует (рис.1) [Микрофоссилии докембрия СССР, 1989].



1

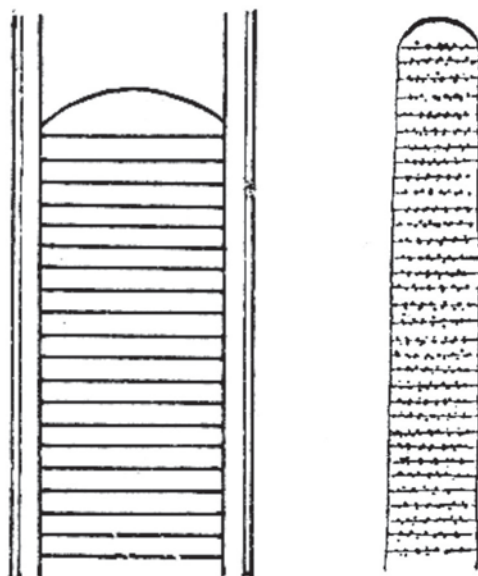
2

Рис.1. Микрофоссилии рода *Botuobia*: 1 – *Botuobia magna* (Tunni et Donner), п. 541-80/16; 2 – *Botuobia latiuscula* Kolos., голотип, № 87-93, п.569-80/3 (Микрофоссилии докембрия СССР, 1989, табл. XLIII, фиг. 2, 4).

Из современных водорослей сходное морфологическое строение с микрофоссилиями рода *Botuobia* имеют представители порядка *Oscillatoriales* (*Hormogoneae*). Они имеют трихомы без гетероцист и почти всегда лишены спор, однорядные, без влагалищ (рис.2). Ветвление у них всегда отсутствует, подвижные [Жизнь растений, 1977]. Данные рецентные водоросли отличаются от рода *Botuobia* толстой стенкой, шириной нитей (больше в 4-8 раз) и трубчатой формой.

Так же в современной альгологии известно, что нитчатые формы видов разных таксонов гормогониевых (*Hormogoneae*) из *Cyanophyta* на начальных этапах развития по форме напоминают особи рода *Oscillatoria* Vauch (рис.2) [Водоросли, 1989; Колосов, 2008; Основы альгологии, 1990].

И так, путем сравнения с рецентными микроорганизмами обоснована принадлежность неопротерозойских планктонных микрофоссилий рода *Botuobia* Pjatiletov к синезеленым водорослям. Отсутствие гетероцист и чехла вокруг трихом приняты в качестве обоснования принадлежности рода *Botuobia* к порядку *Oscillatoriales* Elenkin отдела *Hormogoneae*.



1

2

Рис.2. Рецентные водоросли: 1 – часть нитей *Lyngbia majuscula* (Dillw,) Harvey, клетки которой находятся в состоянии менее интенсивного деления; 2 – *st. oscillatorioideus* (Кондратьева, 1975, с.53, рис.21; с.84, рис.31).

Литература:

1. Водоросли. Справочник / Вассер С.П., Кондратьева Н.В., Масюк Н.П. и др. – Киев: Наук.думка, 1989. – 608 с.
2. Еленкин А.А. Синезеленые водоросли СССР. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
3. Жизнь растений. В 6-ти т. Гл.ред. чл.-корр. АН СССР, проф. Ал.А.Федоров. Т.3. Водоросли. Лишайники. Под ред. проф. М.М. Голлербаха. – М.: Просвещение, 1977. – 487 с.
4. Колосов П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы Востока Сибирской платформы. – Якутск, 1984. – 84 с.
5. Колосов П.Н. Микрофоссилии неопротерозоя востока Сибирской платформы. – Якутск, 2008. – 88 с.
6. Кондратьева Н.В. Морфогенез и основные пути эволюции гормогониевых водорослей. – Киев: Наукова Думка. – 1975. – 304 с.
7. Микрофоссилии докембрия СССР. Колл.авторов. – Л.: Наука, 1981. – 191 с.
8. Саут Р., Уиттик А. Основы альгологии: Пер. с англ.. – М.: Мир, 1990. – 597 с.

ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОЛОГИИ И МОРФОМЕТРИИ ЧАСТИЦ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕЛКИХ КЛАССОВ МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ КОНФОКАЛЬНОЙ СКАНИРУЮЩЕЙ МИКРОСКОПИИ

Столяров В.В., Парада С.Г.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, v.stolyarov@bk.ru

Важнейшими типоморфными признаками самородного золота являются морфология и морфометрия частиц [3. 4. 7]. На основе изучения этих признаков составлены соответствующие морфогенетические классификации. Наиболее известная приведена в [7]. В дальнейшем появлялись сводные работы, посвященные самородному золоту отдельных регионов. Наиболее полное обобщение всего накопленного по типоморфизму самородного золота материала выполнено в недавней работе [3]. Однако в ней учтены результаты исследования в основном частиц относительно крупного размера (обычно более 0,5 мм). Изучение важнейших морфолого-морфометрических характеристик более мелких (менее 0,5 мм) частиц сдерживается трудоемкостью их извлечения, но, главное, ограниченными возможностями объемного (3D) изучения существующими методами оптической и электронной микроскопии, которые дают увеличенное изображение плоской поверхности образца.

Вместе с тем, в последнее время в геологическое изучение и отработку вовлекается все возрастающее число золоторудных объектов, основную промышленную ценность которых создают частицы самородного золота мелкого и очень мелкого (пылевидного) классов.

Задача изучения типоморфных особенностей таких частиц может быть решена методом лазерной конфокальной сканирующей микроскопии (ЛКСМ), что позволит соотнести результаты с существующими морфогенетическими классификациями.

Первоначально использование ЛКСМ было предложено [9] в качестве средства исследования микроструктур головного мозга. В дальнейшем лазерный конфокальный сканирующий микроскоп стал незаменимым инструментом как для наблюдения внутриклеточных структур, так и для исследования структуры воды и примесей, а также эффективности различных способов ее фильтрации [1]. Успехи применения ЛКСМ в области физики твердого тела [8] позволяют надеяться на успешное применение его и для минералогических исследований.

В Институте аридных зон Южного НЦ РАН лазерный конфокальный сканирующий микроскоп KEYENCE VK-9700 (Япония) был приобретен для биологических исследований. Нами впервые была осуществлена успешная попытка применить этот микроскоп для исследования мелких частиц самородного золота из скарновых руд Тырнаузского рудного поля.

Микроскоп позволяет выделять детали нанорельефа и нанообъекты с точностью измерений по горизонтали 100 нм, по вертикали 10 нм с увеличением от $\times 200$ до $\times 16000$. Изображение строится методом конфокальной микроскопии, - путем последовательной съемки частей объекта, находящихся в фокусе на разной высоте. Сканирование происходит сверху вниз, после чего, все полученные изображения на разных высотах «сшиваются», образуя четкую двумерную картину, а данные о «высоте» (т.е. вертикальном положении окуляра) позволяют сформировать 3D визуализацию исследуемых золотин.

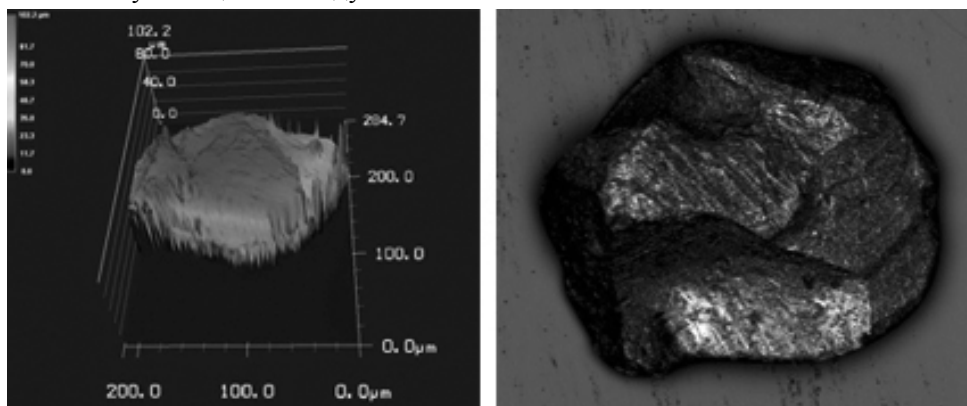


Рис. 1. Два варианта трехмерного изображения кристалла самородного золота из скарновых руд Тырнаузского месторождения, полученных с помощью ЛКСМ

Золоторудные проявления в пределах крупнейшего вольфрам-молибденового Тырнаузского месторождения открыты совсем недавно (2010-2012 годы). Характеристика и условия их локализации изложены в [2, 5, 6]. Промышленное золотое оруденение локализуется в пироксен-гранатовых скарнах. По минералогическим и химико-аналитическим данным, а также по результатам изучения технологической пробы, установлено, что основное богатство этих руд определяется частицами самородного золота мелких классов. При этом микроскопическое золото ($<0,1$ мм) составляет около 60 %, а видимое (0,1-1,0 мм) около 40 %. Выделенные частицы на стеклянной подложке помещались под ЛКСМ. Результат сканирования выдается в двух видах (рис. 1). Первый – в системе трехмерных координат как изображение деталей нанорельефа, позволяющий получать морфометрические характеристики; второй – в виде трехмерного изображения частицы. На рис. 2 показаны трехмерные изображения других морфогенетических видов частиц самородного золота, а в табл. 1 приведены их морфометрические характеристики.

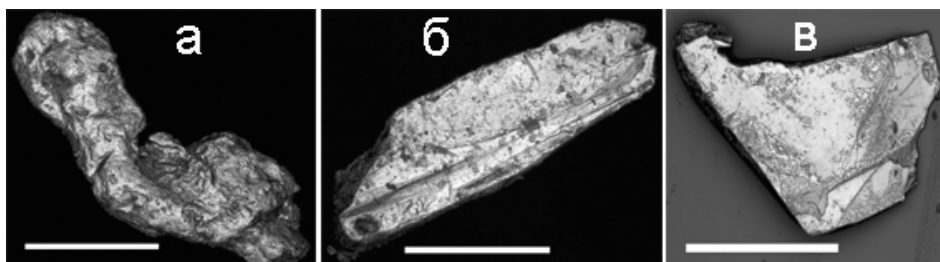


Рис. 2.Трехмерные изображения частиц самородного золота из скарновых руд Тырнаузского месторождения (длина белой линии 0,1мм):
а – вид плохо огранённых и округлых индивидов и их сростков; б и в – разновидность неправильных выделений с отпечатками кристаллов других минералов интерстициального морфогенетического вида

Таблица 1

Морфометрическая характеристика некоторых частиц самородного золота, выделенных из золото-скарновых руд Тырнаузского рудного поля

Образец	Длина (мкм)	Ширина (мкм)	Высота (мкм)	Вес (мг)	Объем (куб. мкм)	Площадь рельефа (кв. мкм)	Площадь проекции на горизонтальную плоскость (кв. мкм)	Коэф. неровности
Рис.1	150	220	160	0,06	3949340	485829	42615	11
Рис.2 -а	260	100	60	0,02	1437648	242190	20484	12
Рис.2-б	270	70	74	0,01	758360	150746	18886	8
Рис.2-в	180	100	39	0,005	282169	64761	12521	5

Цифровые данные о геометрических параметрах позволяют получить новые количественные критерии не только для морфометрических классификаций частиц самородного золота, таких, например, как коэффициент изометричности, коэффициент неровности и др., и вычислять веса этих частиц, но и для морфогенетических классификаций.

Литература

1. Лежнев Э.И., Попова И.И., Кузьмин С.В., Слащев С.М. Конфокальная сканирующая микроскопия: принципы, устройство, применение (часть 2) // Научное приборостроение. 2001. Т.11, № 3. С.26-42.
2. Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотого оруденения северного фланга Тырнаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10, № 2. С. 44-51.
3. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41-57.
4. Парада С.Г. Геоморфологический аспект гранулометрического состава золота в россыпях // Геоморфология. 2008. № 4. С. 48-54.

5. Парада С.Г., Столяров В.В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотосодержащих минерализаций на северном фланге Тырныаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра РАН. 2012. Т. 8, № 2. С. 33-41.

6. Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырныаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская республика) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 4. С. 437-440.

7. Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 346 с.

8. Egner A., Andersen V., Hell S.W. Comparison of the axial resolution of practical Nipkow-disk confocal fluorescence microscopy with that of multifocal multiphoton microscopy: theory and experiment // J. Microscopy. 2002. Vol. 206, pt 1. P. 24-32.

9. Minsky M. Memoir on inventing the confocal scanning microscope / Scanning. 1988. Vol.10. P. 128-138.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ АНЮЙСКОГО СУБТЕРРЕЙНА: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Стриха В.Е.^{1,2}

¹ Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, strikhav@mail.ru

² Амурский государственный университет, Благовещенск

Исследовались геохимические особенности позднемезозойских гранитоидов Анюйского террейна, слагающих Анюйскую плутоническую зону северо-западной ориентации, протягивающуюся от верхнего течения р. М. Анюй до низовьев р. Колымы.

По особенностям геологии, петрографического и петрохимического состава пород в строении зоны выделены следующие ассоциации: позднеюрско-раннемеловая габбро-гранитовая, раннемеловая монцонит-гранитовая и поздне-меловая гранит-лейкогранитовая.

В размещении продуктов позднемезозойского интрузивного магматизма отмечается латеральная зональность, выражающаяся в развитии вдоль южной границы Анюйского террейна массивов габбро-гранитовой ассоциации с породами натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), в отличие от интрузивов монцонит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций внутренних частей, в строении которых преобладают породы калиевого ряда [1, 2]. Латеральная зональность отмечается здесь и в распределении вулканических пород: от преобладающей роли базальтов и андезитов вдоль юго-западной границы Анюйского террейна к широкому развитию дацитов и риолитов в его центральной части [2].

С гранитоидами габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций пространственно и во времени связано оруденение малосульфидного золотокварцевого типа, в отличие от биотитовых гранитоидов гранит-лейкогранитовой ассоциации, сопровождающихся оловянным и золото-редкометалльным оруденением.

Габбро-гранитовая ассоциация представлена породами ряда: габбро, умереннощелочные габбро – диориты, кварцевые диориты - тоналиты, гранодиориты – граниты, преимущественно обладающими нормальной щелочностью. Породы среднего и кислого состава характеризуются умеренными содержаниями K_2O , в отличие от габброидов, которые преимущественно принадлежат низкокалевой серии. По степени насыщенности глиноземом гранитоиды ассоциации являются в большинстве случаев метаглиноземистыми, в меньшей мере перглиноземистыми образованиями. По удельной глиноземистости и окисленности железа они относятся к ильменитовой серии I-типа.

Монцонит-гранитовая ассоциация включает породы ряда: монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монцониты – гранодиориты, граносиениты – граниты, субщелочные граниты. В состав гранит-лейкогранитовой ассоциации включены средне- и крупнозернистые биотитовые граниты и лейкограниты главной фазы и мелкозернистые биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий.

Породы монцонит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций в отличие от габбро-гранитовой являются преимущественно умеренно-щелочными образованиями и принадлежат высококалевой серии. Это также преимущественно метаглиноземистые образования, что наряду с низкой окисленностью железа характеризует их как образования ильменитовой серии I-типа. Для пород гранит-лейкогранитовой ассоциации характерны высокие значения $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, в половине случаев превышающие значение в 0,8, что наряду с обогащением Zr, обеднением Sr, Sc, V, Eu сближает их с гранитами A-типа.

Геохимическими особенностями габбро является обогащение по отношению к базальтам N-MORB крупноионными литофилами - Cs, Rb, K, Ba, Sr, а также Th U, обеднение высоkozарядными элементами - Nb, Hf, Zr и тяжелыми РЗЭ, что характерно для базальтовых магм образованных в субдукционных обстановках.

Для гранитоидов габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций по отношению к примитивной мантии также наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, K) при обеднении высоkozарядными элементами (Nb, Hf, Ti), что указывает на их субдукционную природу. Гранитоиды гранит-лейкогранитовой ассоциации характеризуются наиболее контрастными соотношениями обогащенных и обедненных элементов, с глубокими минимумами Ba, Nb, Sr, P, Ti на фоне высоких содержаний Cs, Rb, K, Th, U, значительно превышающих верхнекоровые, близкими к верхнекоровым содержаниями РЗЭ, а также отсутствием минимума Hf.

На диаграмме Rb - (Y + Nb) [3], гранитоиды габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций Анюйского пояса располагаются в поле вулканических дуг, а умереннощелочные лейкограниты гранит-лейкогранитовой ассоциации попадают на границу полей гранитов вулканических дуг и синколлизионных образований.

К-Аг изотопный возраст гранитов габбро-гранитовой ассоциации варьирует от 141 до 124 млн. лет [4]. Для гранитоидов монцонит-гранитовой ассоциации Алярмаутского поднятия U-Pb изотопный возраст по цирконам методом SHRIMP-RG составляет 117-112 млн лет [5]. По данным [6] К-Аг изохронна для поздних калиевых гранитов (гранит-лейкогранитовой ассоциации) отвечает возрасту 95,5 млн/лет.

Как показывают геодинамические построения закрытие Южно-Анюйского палеоокеана, причленение к окраине Северо-Азиатского кратона Чукотского микроконтинента в результате коллизии микроконтинент-континент, произошло во второй половине раннего мела, возможно, в самом начале позднего [7], но до становления магматических образований Охотского-Чукотского вулканоплутонического пояса, перекрывающих образования Анюйского террейна (106-78 млн. лет) [8].

Эти данные, наряду с наличием латеральной зональности в размещении гранитоидов Анюйского пояса позволяют предполагать субдукционную природу формирования золотоносных габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций в условиях активной континентальной окраины, возникшей в юго-западной части Чукотского террейна в позднеюрско-раннемеловое время в связи с субдукцией океанической коры Южно-Анюйского палеоокеана, а формирование оловоносной гранит-лейкогранитовой ассоциации – с коллизией Чукотского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона.

Положение пород позднемезозойских гранитоидных ассоциаций на диаграмме K/Rb-Rb [9], свидетельствует об их принадлежности к мантийно-коровым образованиям, при этом наименьшее содержание коровой составляющей характерно для гранитоидов габбро-гранитовой ассоциации, наибольшее – гранит-лейкогранитовой, при промежуточных значениях для монцонит-гранитовой.

По соотношению Rb и Sr [10] гранитоиды габбро-гранитовой ассоциации могут являться производными производных континентальных и островодужных толеитовых базитовых расплавов, гранитоиды монцонит-гранитовой ассоциации – базитовых магм повышенной щелочности и щелочных, гранит-лейкогранитовой серии - повышенной щелочности.

Литература:

1. Гельман М.Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного комплекса Анюйской зоны // Докл. АН СССР. – 1963а. – Т. 149, № 6. – С. 1397-1400.
2. Стриха В.Е. К вопросу о геодинамической обстановке формирования позднемезозойских магматических образований Анюйской складчатой зоны // Тектоника и ми-

нерадения Северо-Востока СССР. Тезисы докл. школы-семинара. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 209-212.

3. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. – 1996. – V. 24. – P. 956-983.

4. Стриха В.Е. Соколино-Чуванейский габбро-гранитовый плутон. Западная Чукотка. – Владивосток: Наука, 1991. – 176 с.

5. Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л.О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Доклады РАН. 2007. Т.214., № 4. С.515-518.

6. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.

7. Бялобжеский С.Г., Горячев Н.А. О происхождении Колымской структурной петли //Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы Всерос. совещания. Т. 1. Новосибирск, 10–13 февр. 2004 г. Новосибирск: СО РАН, фил. «Гео», 2004. С. 73–75.

8. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис. д-ра геол.-минер.наук. Москва. 2012.

9. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Доклады РАН. – 1983. – Т. 268, № 6. – С. 1463-1466.

10. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. – 230 с.

НОВЫЕ ПАРАДИГМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ – ПУТЬ РЕШЕНИЯ ЗАСТАРЕЛЫХ ПРОБЛЕМ (К СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Сухов С.С.

ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск, sukhov@sniiggims.ru

В последние десятилетия во всем мире стратиграфия, особенно региональная, переживает кардинальные, буквально революционные, перемены. Они обусловлены переходом от традиционного узкого понимания ее задач, сведенных в основном к разработке шкал и схем, и от господства в ней «блинной парадигмы» [5] к трактовке стратиграфии как эффективного инструмента комплексных генетических исследований осадочных бассейнов. Если в рамках первой парадигмы первичное залегание слоев считается горизонтальным, границы свит – изохронными, а наклоны слоев связываются исключительно с тектоническими воздействиями, то в

новой концепции признается главенство связи вещественно-слоистой структуры осадочных толщ с изменением осадкоемкого пространства палеобассейнов и с их последовательным пульсационным заполнением от бортов к внутренней области, в соответствии с относительными изменениями уровня моря. Согласно такой – бассейново-стратиграфической, генетической, или секвенс-стратиграфической – концепции наличие разнотипных формационно-фациальных комплексов необязательно напрямую связано с геосторической этапностью или обусловлено тектонической дифференцированностью территории. Допускается, наоборот, одновременная резкая вещественная дифференциация при стабильном тектоническом режиме как отклик на сформировавшиеся намного ранее изменения батиметрии; границы литологических комплексов могут быть анизохронными, первичные седиментационные наклоны слоев – значительными, особенно в бассейнах с карбонатным осадконакоплением, а мощности отложений могут не соответствовать масштабам тектонических погружений этого времени [1-3, 7-9].

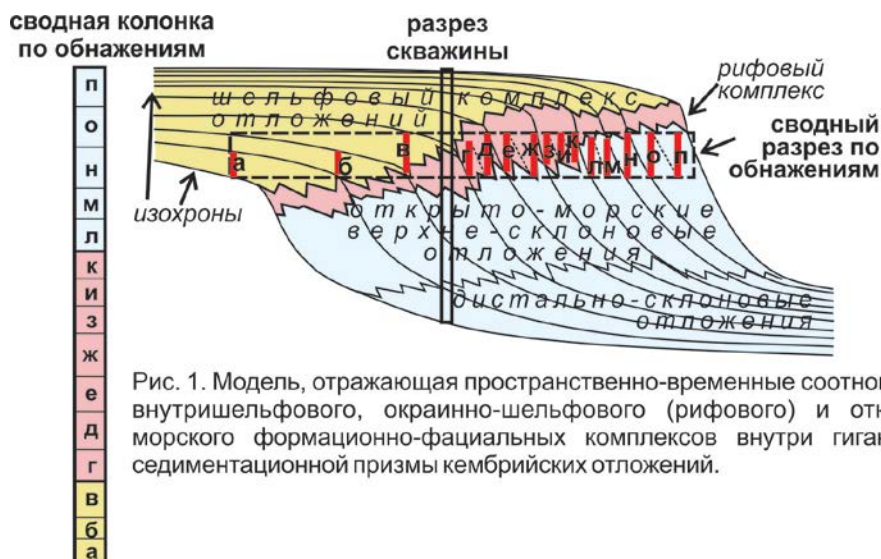


Рис. 1. Модель, отражающая пространственно-временные соотношения внутришельфового, окраинно-шельфового (рифового) и открыто-морского формационно-фациальных комплексов внутри гигантской седиментационной призмы кембрийских отложений.

Рис.1. Модель, отражающая пространственно-временные соотношения внутришельфового, окраинно-шельфового (рифового) и открыто-морского формационно-фациальных комплексов внутри гигантской седиментационной призмы кембрийских отложений.

Такие теоретические принципы и методические приемы, предполагающие использование широкого комплекса данных – сейсмических, промыслово-геофизических, седиментологических, палеогеоморфологических, палеонтологических и др., побуждают исследователей одновременно находить ответы и на традиционные для стратиграфии вопросы: «в какой последовательности» и «когда» и на несвойственный для нее – «почему». Они дают возможность прояснить целый ряд

проблем, дискутируемых не одно десятилетие и не решаемых в рамках традиционных представлений. Например (рис. 1), установления при геологическом картировании юго-западного склона Анабарской антеклизы «углового несогласия» в залегании верхнекембрийских отложений мархинской свиты (шельфовых образований) и нижележащих среднекембрийских отложений силигирской свиты (открыто-морских) и одновременного отсутствия литологических и биостратиграфических признаков перерыва. Приводимый рисунок объясняет и парадоксальные различия на одной и той же площади вертикальных скважинных разрезов и сводных, составленных по серии естественных обнажений, секущих в целом призму осадочного заполнения бассейна субгоризонтально вдоль проградации. Такое суммированное сечение обуславливает значительное завышение мощностей отложений, особенно имеющих крутые первичные седиментационные наклоны, а также искажение, до перевернутости, соотношений литостратонов (в скважине внизу - открыто-морской комплекс, вверху - шельфовый; в сводном разрезе - наоборот).

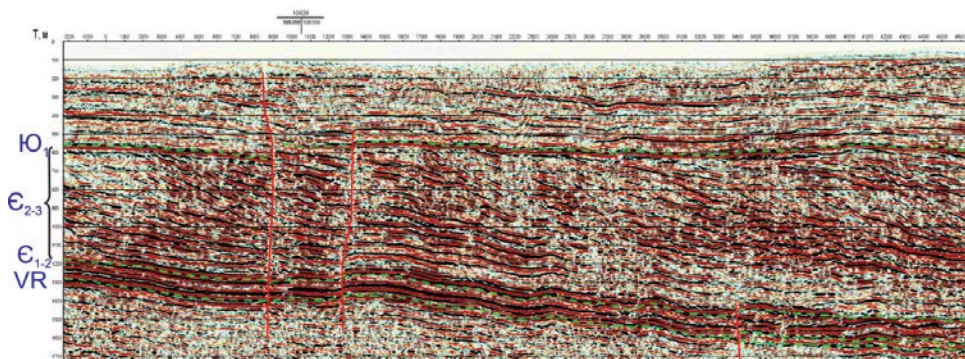


Рис. 2. Фрагмент сейсмического разреза 100303 ОАО «Якутскгеофизика», северо-восточная окраина Алданской антеклизы ОГ: VR - подошва юдомской свиты; Є₁₋₂ - подошва ииниканской свиты; Ю₁ - подошва юрских отложений.

Совершенно очевидна и зависимость строения итоговых сводных разрезов не только от первичной структуры отложений (определяемой колебаниями уровня моря в палеобассейне и степенью заполнения осадкостойкого пространства), но и от глубины современного эрозионного среза и дислоцированности этой структуры, даже очень незначительной. Именно этим обусловлены частые различия в соотношениях открыто-морских и шельфовых отложений в естественных разрезах северного склона Алданской антеклизы и южного склона Анабарской антеклизы: то первые перекрываются вторыми, то наоборот. В то же время во всех без исключения разрезах скважин, вскрывающих эти комплексы в интервале среднего - верхнего кембрия, устанавливается отчетливая регрессивная последовательность, обусловленная заполнением глубоководного (некомпенсированного) Куонамского бассейна. Такая клиноформно-проградационная структура, с подошвенным прилеганием средне-верхнекембрийских отложений, перекрывающих куонамскую свиту, хоро-

шо проявляется на сейсмических профилях (рис. 2), имеющих направление вдоль продвижения склона палеобассейна. Ее наличие и обязательность широкого ее распространения по периферии платформы были отмечены более трех десятилетий назад [6], но до сих пор многими специалистами она воспринимается как некая аномалия и именуется «несогласным залеганием» [4].

Литература:

1. Габдуллин Р.Р., Копачев Л.Ф., Иванов А.В. Секвентная стратиграфия. М.: МАКС Пресс, 2008. 113 с.
2. Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Сеймостратиграфический метод и секвентная стратиграфия в совершенствовании стратиграфических схем // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. – М.:ГЕОС, 2001. С. 258 - 270.
3. Маргулис Л.С. Секвенная стратиграфия в изучении строения седочных чехлов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008, №3. С. 1-26.
4. Старосельцев В.С. Палеорекострукция позднекембрийской структуры Игарко-Хетского перикратонного опускания в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014, № 3(19). С. 25 – 30.
5. Сухов С.С. От теоретической стратиграфии – к региональным схемам: путь заблуждений и прозрения // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. II. Томск: ГалаПресс, 2000. С. 265 – 267.
6. Сухов С.С. Фациально-генетическая модель зоны замещения кембрийского рифового барьера депрессионным комплексом отложений (Западная Якутия) // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1982. С. 73 - 82.
7. Boggs S.Jr. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Fourth Edition. Pearson Education, Inc., 2006. 662 p.
8. Miall A.D. The geology of stratigraphic sequences, second edition: Springer-Verlag, Berlin, 2010. 522 p.
9. Einsele G. Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1992. 628 p.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ДВФО РФ)

Сушкин Л.Б.

ООО «Проектинвест», Екатеринбург - Хабаровск, Россия, sushkinl@mail.ru

Месторождения порфирового типа - один из главных источников меди и молибдена во многих странах. На юге российского Дальнего Востока несколько типов субщелочных магматических поясов признаны потенциально перспективными

ми на минерализацию порфирового типа, включая вулканно - плутонические пояса континентальных окраин, в частности, Восточно - Сихотэ -Алиньский и Западно - Сихотэ - Алиньский пояс. Рассмотрим некоторые известные рудные объекты порфирового типа.

Восточный Сихотэ - Алинь, Месторождение меди Ночное.

Положение в региональных геологических структурах: Данная территория традиционно рассматривается как часть Восточно - Сихотэ –Алиньского синклинория Сихотэ - Алиньской складчатой системы.

Наиболее важной магматической структурой этой области является Сандинское магматогенно - сводовое поднятие, в северной части которого расположен Бюленейский вулканно-интрузивный купол. Интрузивный купол штока Ночного расположен в северо - западной части Бюленейского купола - главной структуры одноимённого Бюленейского рудного узла.

Золото-медное рудопоявление Ночное гидрографически расположено на границе бассейна речки Бюленей и левых притоков реки Коппи. Рудная минерализация локализована в гидротермально изменённых гранит - порфирах северного эндоконтакта штока Ночного [2, 6].

По данным гравиметрической съёмки, проявление Ночное находится в пределах обширного гравитационному минимуму, соответствующего мощной зоне гранитизации, восток - северо - восточного простирания протяжённостью свыше 70 км, где сосредоточено большое количество месторождений с редкометальной и полиметаллической минерализацией. В спектрометрических полях рудное поле проявления Ночного выделяется невысокими значениями калия (до 1,5 %), тория (до $6,5 \cdot 10^{-4}$ %) и аномальными концентрациями урана (до $5,25 \cdot 10^{-4}$ %). Повышенные концентрации урана являются здесь весьма важным поисковым признаком.

Гидротермально-метасоматические образования на площади рудопоявления представлены метасоматитами грейзенового типа, филлизитами, биотититами, пропилитами, аргиллизитами [1, 5, 6].

Геолого - геофизическими работами 1991-1993 гг. на рудопоявлении Ночном были выявлены две субширотные рудоносные Зоны Южная и Северная, прослеженные вдоль юго - восточного и северо - западного эндо-экзоконтактов штока Ночного, и выходящие в поле осадочных пород.

В пределах наиболее протяженной и контрастной Зоны Южной близширотная зона минерализации, прослежена на расстояние более 2 км.

Минеральный состав руд: кварц 30–50 %, биотит 10–45 %, полевые шпаты 5–20 %, халькопирит (0,01–2 мм) 3–10 %, борнит (0,05–4 мм) 3–10 %, ковеллин до 4 %, пирит 1–5 %, сфалерит до 1 %. Отмечены блеклые руды молибденит, касситерит, вольфрамит, галенит, магнетит (19 минералов). Вторичные минералы представлены малахитом, азуритом, медной зеленью.

Оценка ресурсов объекта была выполнена предшественниками на основе горных работ по относительно более изученной зоны Южной, Суммарные ресурсы

меди по объекту составили 729 тысяч тонн со средним содержанием меди 0,25 %, серебра - 3,6 тысяч тонн со средним содержанием 11 г/т, и золота - 3,9 тонн при среднем содержании 0,012 г/т. Из них 467 тысяч тонн меди (64 %) - со средним содержанием меди 0,41 % (Ситников и др 1993, ф) [1, 2, 4, 6].

Таким образом, оценка рудопроявления Ночного, данная предшественниками по результатам опробования поверхностных горных выработок и окисленным рудам, позволяет считать его средним месторождением. Вместе с тем, учитывая свойственное для многих меднопорфировых месторождений развитие на глубинах зоны вторичного обогащения, ресурсы этого рудного объекта могут быть более значительными, в т.ч. локализованными и в горизонтах неокисленных руд.

Результаты бурения Компанией «Проектинвест» на участке Ночном первых поисковых скважин глубиной 160 - 300 м, вскрывших рудоносную зону Южную, - свидетельствуют о реальных перспективах выявления на месторождении Ночном масштабного комплексного промышленного медно - молибденового оруденения с серебром, золотом, оловом и цинком.

Западный Сихотэ-Алинь, золото-медная порфировая система Малмыж

В последние годы одним из наиболее выдающихся достижений на Западном Сихотэ-Алине стало выявление на глубинах до 500 м канадской компанией «Eurasian Minerals Inc.» - гигантской золото-медной порфировой системы Малмыж [3, 6], расположенной в Хабаровском крае в 200 км северо-западнее рудопроявления меди Ночное. Она была известна с 60-х гг. как аномалия золота в донных осадках, позднее ставшая Au-Cu рудопроявлением.

Рудопроявление Малмыж и его фланги сложены верхнемеловыми терригенными формациями, прорванными порфировидной гранодиорит – диоритовой интрузией. Гидротермально метасоматические образования на рудопроявлении представлены кварцевыми, кварц - серицитовыми, карбонатными метасоматитами и пропилитами. Рудные образования рудопроявления локализованы главным образом на флангах метасоматических зон кварц-серицитовых и кварц - магнетитовых метасоматитов.

Минеральный состав руд представлен пиритом, халькопиритом, борнитом, халькозином и ковеллином. Золотая минерализация тяготеет к зонам кварц - магнетитовым метасоматитов а также поздним кварцевым жилам. Восточная часть рудопроявления перспективна на выявление зоны вторичного сульфидного обогащения. Среднее содержание меди составляет 0,3 - 0,5 %. Общие ресурсы меди порфировой системы Малмыж оцениваются в 18 млн. тонн [3, 6].

Значительные перспективы связаны на Сихотэ-Алине и с многочисленными рудоносными порфировыми системами Приморья[6].

Литература:

1. Кривцов А.И, Мигачёв И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М., Недра, 1986, 236 с.

2. Сушкин Л.Б. Минералогия благородных металлов Хор-Ануйского сегмента Сихотэ-Алиня // Конф. РМО, Секц. М2: Тез. докл. 2014. СПб.
3. Eurasian Minerals Inc. News Release. Vancouver, Brit. Col. Sept. 6. 2012, pp. 1-3.
4. Nokleberg W.J., Rodionov S.M., Badarch G. et al. Mineral resources database for Northeast Asia // Mineral deposits at the beginning of the 21st century. Swets & Zeitlinger Publishers, Lisse, 2001, p. 1125.1127.
5. Sillitoe R.H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum - Pacific region // Austral. J. Earth Sci., 1997, v. 44, p. 373.388.
6. Sushkin L.B. On Porphyry Type Ore Potential of Sikhote-Alin Province // Geology of Mineral Deposits: Baikal International Conference, Abstracts. Ulan - Ude, GIN SB RAS, 2012. p. 43.
7. Sushkin L.B. Metallogeny of Khor - Anyuisky Watershed (Sikhote-Alin) // Geology of Mineral Deposits: Baikal International Conference, Abstracts. Ulan - Ude, GIN SB RAS, 2012. p. 45.

СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД РУСЛОМ Р. БОЛ. КУОНАМКИ

Сыромятников И.И., Галанин А.А.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск
syromyatnikov@mpi.ysn.ru*

Территория бассейна р. Анабара в геокриологическом отношении является одним из наименее изученных регионов Средней Сибири. Геокриологические исследования этого района в 60-70 гг. XX века проводились сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН [1; 2; 3].

В 2014 г. изучение строения и температурного режима пород под руслом р. Бол. Куонамки авторами данной работы проводилось на участке «Талахтах».

Этот участок расположен в 300 м ниже по течению от устья одноименного ручья. В ландшафтно-геоморфологическом отношении участок представляет собой широкий междуречный увал между ручьями Талахтах и Мачала. Водораздельные поверхности представляют собой ровные и пологоволнистые увалы, которые плавно сочленяются с широкими заболоченными открытыми долинами. Долина р. Бол. Куонамки в пределах участка имеет ассиметричную V-образную форму. В зависимости от формы склонов и особенностей литологии коренных пород процессы формирования рыхлого чехла на склонах представляют собой различные комбинации мерзлотно-геологических процессов: эрозии, солифлюкации, курумообразования, морозобойного растрескивания и т.д.

Для изучения мерзлых пород под руслом р. Бол. Куонамки был выбран участок реки, где предположительно происходит максимальное промерзание ее русла. На этом участке была спроектирована буровая линия №831.

Буровые исследования показали, что в целом геологический разрез по линии 831 представлен доломитами юстмастхской свиты, которые перекрываются аллювиальными отложениями (рис. 1). Мощность аллювия изменяется от 0,5 до 2,0 м.

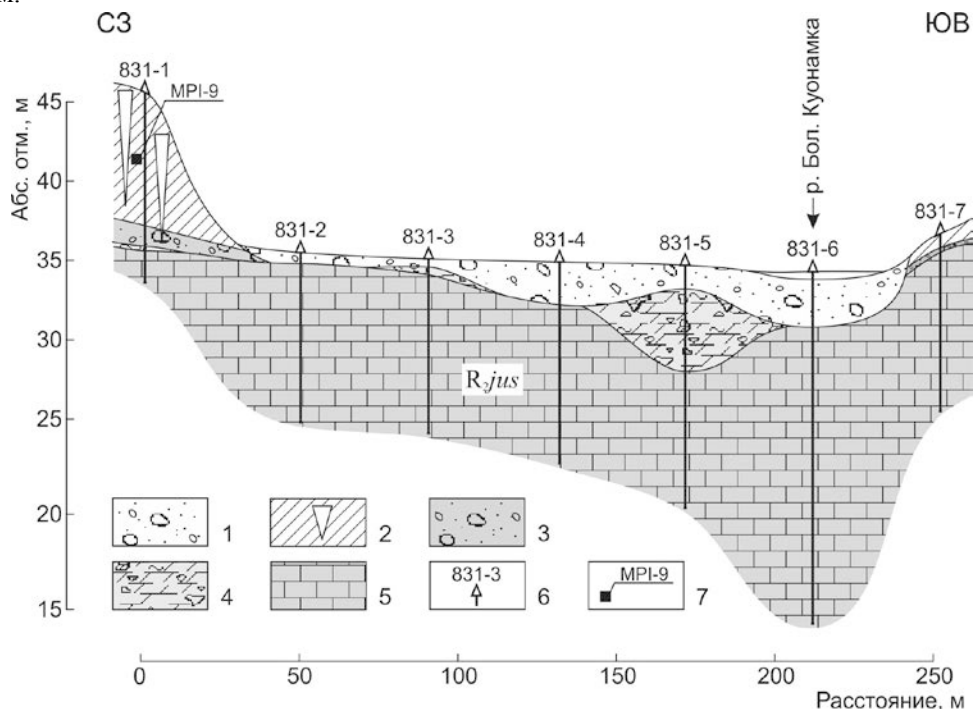


Рис. 1. Геологический разрез по линии 831: 1 – современный аллювий; 2 – породы ледового комплекса с ПЖЛ; 3 – древний аллювий; 4 – криогенный элювий (кора выветривания); 5 – карбонатные породы; 6 – буровая скважина и его номер; 7 – место отбора проб на радиоуглеродный анализ.

Терраса р. Бол. Куонамки сложена породами ледового комплекса, которые представлены сильнольдистыми суглинками с повторно-жильными льдами и включениями растительных остатков. По данным радиоуглеродной датировки возраст отложений первой террасы составил 6900 ± 200 лет назад, что относится к голоцену.

Следует отметить, что на линии 831 речной лед был вскрыт только на месте бурения скв. 831-6. На момент буровых работ (конец марта – начало апреля) река на этом месте была заморожена до дна и мощность льда составила 0,5 м.

При бурении скв. 831-6 на интервале глубин 3,5-4,0 м были вскрыты водоносные талики, которые проявляются в зоне трещиноватых доломитов. Во время

дальнейших буровых работ самоизлияние таликовых вод из скважины не наблюдалось. Вода изливалась из скважины на поверхность льда только при поднятии-опускании бурового снаряда. Это показывает, что таликовые воды не имеют гидродинамического напора.

Геотермическое исследование горных пород в апреле 2014 г. показали наличие подруслового талика скважине 831-6 в пределах глубин 3-5 м (рис. 2). Температура пород в таликовой зоне составила около 0°C . На глубине 6 м отмечается отрицательная температура горных пород ($-0,6$). Глубже по разрезу наблюдается низкоградиентное понижение температуры пород и на забое скважины (21 м) опускается до значения $-1,6^{\circ}\text{C}$.

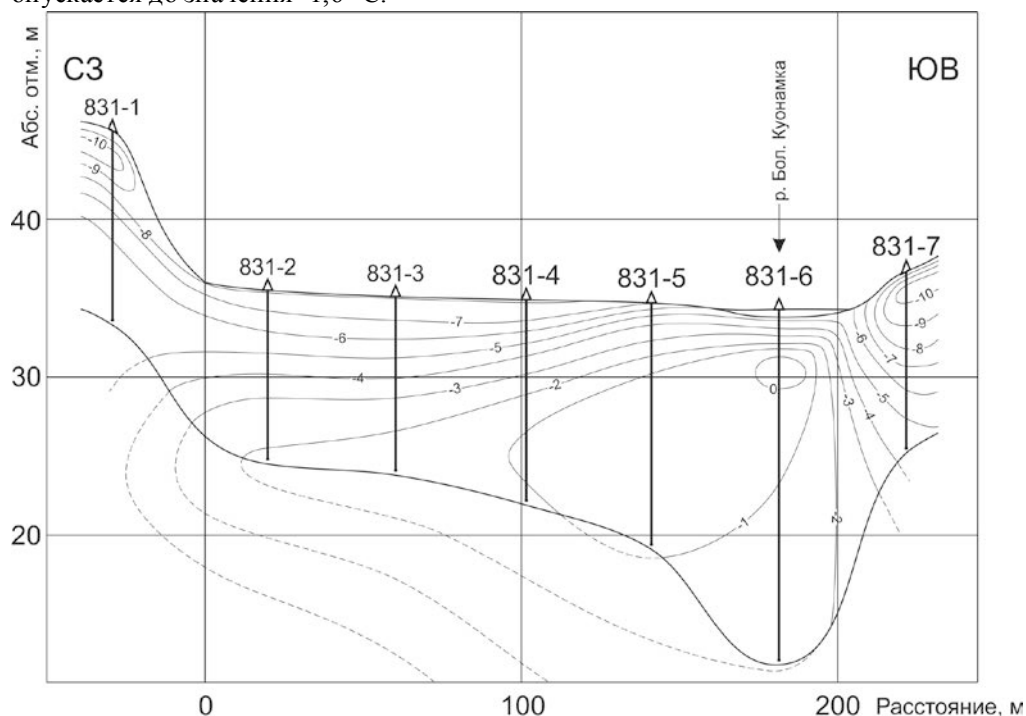


Рис. 2. Геотермический профиль по линии 831.

В результате изучения закономерностей формирования глубины сезонного протаивания грунтов и геотермических условий долины р. Бол. Куонамки в пределах буровой линии 831 можно заключить следующее.

В осенний период уровень воды на р. Бол. Куонамка сильно понижается и иногда падает всего до 0,5 м. В результате этого на косах и перекатах реки обширные участки дна выходят на дневную поверхность. В зимнее время эти участки глубоко промерзают и сливаются с многолетнемерзлыми породами.

Таким образом, в гидрологическом отношении р. Бол. Куонамки, несмотря на потепление климата в зимний период представляет собой отдельные водные уча-

стки в виде изолированных плес, гидравлическая связь между которыми весьма слабая, либо вообще отсутствует. Об этом свидетельствует отсутствие гидравлического напора в пробуренных скважинах и самоизлияния воды, отсутствие наледей на всем протяжении долины в пределах исследуемой территории.

В заключение следует отметить, что выявленные особенности геотермического режима и характера таликовой зоны в целом благоприятны для разработки россыпных месторождений в русловой части р. Бол. Куонамки. Для смягчения последствий негативного воздействия на окружающую среду рекомендуется перед разработкой участков плес реки Бол. Куонамки рекомендуется выполнить искусственную проморозку нижележащих перекатов путем удаления с последних снега и льда, заложением траншей поперек русла. Кроме того, для сохранения популяций ихтиофауны и бентосных организмов, перезимовывающих в непромерзающих плесах, рекомендуется выполнять разработку плес не одновременно, а участками в разные годы. Таким образом, загрязнение взвешенными наносами будет локализовано.

Литература:

1. Куницкий В.В. Криогенное строение четвертичных отложений севера Анабаро-Оленекского плато как показатель условий их накопления // Проблемы изучения четвертичного периода. – Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1968. – С. 24-25.
2. Куницкий В.В. О температуре многолетнемерзлых пород Прианабарской денудационной равнины // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. – Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1978а. – С. 42-49.
3. Куницкий В.В. О криогенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато // Общее мерзлотоведение. – Новосибирск: Наука, 1978б. – С. 87-95.

ОСНОВНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ДЕНУДАЦИИ НА ВОДОСБОРАХ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Тананаев Н.И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

Введение

Водные потоки являются основными агентами выноса продуктов денудации за пределы речных водосборов [5]. На территории криолитозоны интенсивность процессов механической денудации в целом признается относительно низкой [9], а процессов химической денудации – «количественно эфемерной» [6, с. 24]. Однако вклад химического выветривания подвергнут в последнее время существенной переоценке, как теоретически, с учетом криптокриогенной экстракции ионов [2], так и в рамках стационарных полевых исследований [8]. В данной работе

обобщены материалы полевых наблюдений за стоком взвешенных и растворенных веществ на малых водосборах тундрово-таёжной переходной зоны, в районе г. Игарка Красноярского края.

Район исследований

Водотоки, на которых проводились наблюдения, расположены на севере Красноярского края, в 120 км к северу от Полярного круга, и являются правобережными притоками р. Енисей.

Гидрометрический пост на малой р. *Гравийка* (площадь водосбора $F = 323 \text{ км}^2$) расположен в её нижнем течении, в 7 км от устья. Ширина реки 25-30 м, глубина в летнюю межень около 2.0 м, пойма преимущественно односторонняя (правобережная), высотой не более 2.0-2.5 м над меженным урезом, сильно заболоченная. Преобладающий тип ландшафта - крупнобугристые торфяники, расчлененные термокарстовыми понижениями; поверхность водосбора заозёрена.

Ручей *Лисий лог* ($F = 24.3 \text{ км}^2$) – типичный малый таёжный водоток с меандрирующим руслом; древесные заломы и береговая термоэрозия локально изменяют тип русла на одиночные разветвления. Ширина реки не превышает 2.2 м, глубина в летнюю межень около 0.5-0.6 м.

Методы исследований

Гидрометрические работы проводились на водотоках в период 2012-2014 г. силами сотрудников Игарской геокриологической лаборатории – филиала Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Данные об уровнях воды получены с логгеров уровня производства ИМКЭС СО РАН, измерения расходов воды выполнялись вертушкой ИСП-1М по стандартным методикам [3]. Электропроводность и минерализация воды измерялись в поле кондуктометром WTW 350i и кондуктометрической ячейкой зонда YSI Eхo-2.

Полевые наблюдения на р. Гравийка были дополнены данными гидрологического моделирования, выполненного с помощью детерминированной модели Гидрограф [1]. Необходимые метеорологические данные для работы модели получены с метеостанции Игарка.

Весовая мутность воды s (мг/л) определялась в среднем один раз в 5-7 дней гравиметрическим методом. Образцы воды объемом 1 л фильтровались через предварительно взвешенные мембранные фильтры Millipore с диаметром пор 450 нм. Фильтры с наносами высушивались в течение 1-2 часов при температуре 40°C и взвешивались на аналитических весах I класса (точность $\pm 0.0001 \text{ г}$). Оптическая мутность T (NTU) определялась методом нефелометрической турбидиметрии, методика US EPA 180.1 [10] для построения региональной калибровочной зависимости между s и T .

Результаты и обсуждение

Смоделированные ежедневные расходы воды Q ($\text{м}^3/\text{с}$) и наблюдаемые данные о мутности р. Гравийка использовались для расчетов ежедневного стока взвешенных наносов за период 2013-2014 гг., для которых имеются полевые данные о

мутности. Для этого по имеющимся данным была построена кривая транспорта наносов [4] методом нелинейной аппроксимации с аддитивной константой [7]. Полученное уравнение имеет вид:

$$s = 0.0017 Q^{2.04} + 4.35$$

При малых расходах воды мутность принимается постоянной и равной 4.35 мг/л, что подтверждается материалами зимних пробоотборов.

Полученное уравнение использовано для расчета годового стока взвешенных наносов R на р. Гравийка для периода 2013-2014 гг. В 2013 году $R = 913$ т, модуль стока $M_R = 2.84$ т/г км². Около 90% годового стока взвешенных наносов (811 т) прошло через гидрометрический створ за месяц с максимальным стоком воды, с 11 мая по 12 июня. В 2014 году $R = 3\,342$ т (модуль стока $M_R = 10.35$ т/г км²), из которых 3\,056 т, более 91%, прошло через створ в период с 1 по 30 июня. Около 50% стока взвешенных наносов в эти годы соответствуют дню с максимальным расходом воды. Существенная разница в объеме стока наносов отражает различие гидрологических условий; 2013 год был одним из самых маловодных, в то время как в 2014 г. на р. Гравийка наблюдалось одно из наиболее многоводных половодий за период наблюдений (1938-1992 гг.).

Недостаточное количество наблюдений за расходом воды не позволяет оценить годовой сток взвешенных наносов руч. Лисий лог. Наблюдения за мутностью, в свою очередь, позволяют предположить здесь большие, чем на р. Гравийка, значения модуля стока M_R , поскольку наибольшая мутность руч. Лисий лог (210 мг/л) в несколько раз больше таковой р. Гравийка (40 мг/л).

Химический сток оценивался для р. Гравийка по данным полевой кондуктометрии и с использованием устойчивой степенной связи между расходом и минерализацией воды. Суммарный химический сток р. Гравийка в 2013 г. составил 2\,634 т (8.2 т/г км²), в 2014 г. – 3\,582 т (11.1 т/г км²). Химическая денудация в бассейне р. Гравийка, следовательно, превышает темпы механической денудации; различия наиболее заметны в более теплый и сухой год (2013).

Заключение

Установлено, что для малых водосборов тундрово-таежной зоны Енисейского Севера химическая денудация превышает механическую.

Мутность исследованных водотоков определяется интенсивностью эрозионных процессов в пределах днищ их долин, в первую очередь - береговых и склоновых процессов.

Работа выполнена при частичной финансовой и организационной поддержке Национального научного фонда США (NSF ARC 1204070), РФФИ (проект 14-35-50138-мол_нр). Результаты математического моделирования предоставлены научной группой модели «Гидрограф» (Семенова О.М., Лебедева Л.С., <http://hydrograph-model.ru>). В полевых и лабораторных работах принимали уча-

стие студенты МГУ им. М.В. Ломоносова Дебольский Матвей, Дормаева Данара и Ключев Андрей.

Литература:

1. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 312 с.
2. Конищев В.Н., Рогов В.В. Влияние криогенеза на сток растворенного вещества реками в криолитозоне // Криосфера Земли. 2006. Т. X, №4. С. 3-8.
3. Лучшева А.А. Практическая гидрометрия. Л.: Гидрометеиздат. 1972. 380 с.
4. Тананаев Н.И. Использование регрессионного анализа в расчетах стока наносов: особенности метода // Водные ресурсы. 2013. Т. 40, №6. С. 557-565.
5. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 1978. 238 с.
6. Шумилов Ю.В. Континентальный литогенез и россыпеобразование в криолитозоне. Новосибирск: Наука. 1986. 173 с.
7. Asselman, N.E.M. Fitting and interpretation of sediment rating curves // Journal of Hydrology. 2000. Vol. 234. P. 228-248.
8. Beylich A., Laute K. Seasonal and annual variations of surface water chemistry, solute fluxes and chemical denudation in a steep and glacier-fed mountain catchment in western Norway (Erdalen, Nordfjord) // Catena. 2012. Vol. 96. P. 12-27.
9. French H.M. The periglacial environment. 2nd Ed. Addison, Wesley, Longman, UK. 1996. 339 p.
10. U.S. EPA Method 180.1. Determination of turbidity by nephelometry. Rev. 2.0. August 1993. U.S. Environment Protection Agency. Cincinnati, USA, 10 p.

О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗРУШЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ЗАБОЕ СКВАЖИНЫ

Тимофеев Н.Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова

При бурении скважин шнековым способом, наивысшие скорости возможны только при достижении соответствия между интенсивностью разрушения (резания) горных пород на забое и транспортирования выбуренной породы на поверхность. Эффективность разрушения мерзлых пород на забое скважины и очистка забоя скважины от бурового шлама прямо зависят от типа и конструкции породоразрушающего инструмента [1].

На выбор параметров породоразрушающего инструмента решающее влияние оказывают физико-механические свойства многолетнемерзлых пород.

На основании анализа литературных данных и практики бурения скважин и обзора проведенных научно-исследовательских работ, с учетом физико-

механических свойств многолетнемерзлых пород, рекомендуются следующие технико-технологические основы конструирования породоразрушающего инструмента для бурения скважин большого диаметра в условиях криолитозоны:

1. Для бурения скважин в сложных горно-геологических условиях должен применяться породоразрушающий инструмент со специальными резцами. Расположение резцов по высоте должно обеспечивать эффективное разрушение горной породы на забое. При этом, резцы должны иметь минимальную и достаточную площадь контакта с горным массивом: минимальную - для уменьшения выделяемой теплоты и достаточную - для обеспечения объемного разрушения мерзлых пород на забое скважины [3].

Главным осложняющим фактором сооружения скважин в условиях многолетнемерзлых пород является процесс теплообразования на забое в процессе резания мерзлой горной породы.

Тепловое явление, возникающее при разрушении мерзлой горной породы, объясняется тем, что в процессе бурения, при контакте резцов с горным массивом в области рабочей поверхности повышается интенсивность нагрева режущих элементов и из-за перехода механической энергии разрушения горных пород в тепловую энергию [2].

Для полноты процесса распределения температуры на режущей поверхности породоразрушающего инструмента, рассмотрим резание породы вращательным движением бура. При этом резцы бура распределены равномерно в один ряд вдоль его диаметра.

При резании горной породы породоразрушающим инструментом с некоторой угловой скоростью на его режущей поверхности происходит нагревание. При этом часть работы трения идет на нагревание поверхности бура Q , а некоторая часть идет на резание породы A_a . Если бы работа сил трения полностью преобразовывалась только в тепло, тогда была бы линейная зависимость распределения температуры на поверхности бура. То есть температура рабочей поверхности, начиная с некоторого значения в центральной области бура, монотонно увеличивалась бы с расстоянием при перемещении к периферийной области. Учет той части работы силы трения, которая идет на резание породы, приводит к немонотонной зависимости распределения температуры вдоль радиуса рабочей поверхности, а именно, распределение температуры имеет максимум в области между центром и периферией бура. Это связано с тем, что на периферийной части бура работа на резание породы увеличивается пропорционально площади.

В этой области образовавшаяся положительная температура при резании интенсифицирует растепление мерзлых пород, которые с последующим примерзанием и смерзанием к поверхности бура и стенкам скважины приводят к снижению эффективности работы породоразрушающего инструмента и шнекового транспортера. В области рабочей поверхности породоразрушающего инструмента с максимальной положительной температурой, уменьшение выделяемой теплоты мож-

но достичь путем конструирования специального двухлопастного породоразрушающего инструмента, в котором резцы на лопастях расположены по одному ряду с разными высотами, при этом резцы одного ряда по концентрическим кругам при вращении проходят между резцами второго ряда, в этом случае обеспечивается объемное разрушение мерзлой породы на забое, с минимизацией выделяемой температуры.

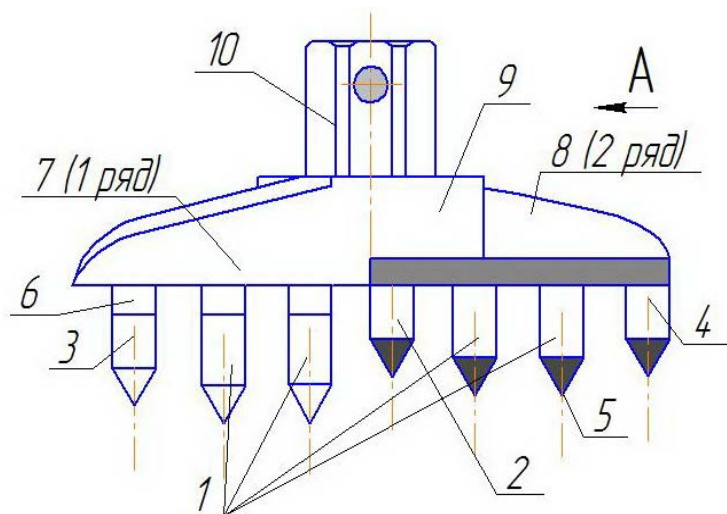


Рис.1. Ступенчатое расположение резцов. 1,3 и 4 – рабочие резцы; 2 – центральный резец; 5 – твердосплавные режущие пластины; 6 – дополнительная вставка; 7 – первый ряд; 8 – второй ряд; 9 – корпус долота; 10 – хвостовик.

Ступенчатое расположение и определенные рабочие углы резцов конструкции двухлопастного долота (рис.1) при бурении скважин обеспечат эффективное объемное разрушение мерзлых пород с наименьшим процессом теплообразования. Устранение центрального опережающего резца позволяет повысить механическую скорость $V_{мех}$ за счет ликвидации эффекта центральной опорной точки по оси долота с нулевой окружной скоростью $v=0$.

По результатам проведенного исследования разработана усовершенствованная конструкция породоразрушающего инструмента (долота) для бурения скважин в условиях многолетнемерзлых пород (рис.2.) путем устранения опережающего центрального резца с нулевой окружной скоростью вращения и ступенчатого расположения на двухлопастном буре резцов разной высоты, обеспечивающее эффективное объемное разрушение мерзлых пород с наименьшим процессом теплообразования в скважине.

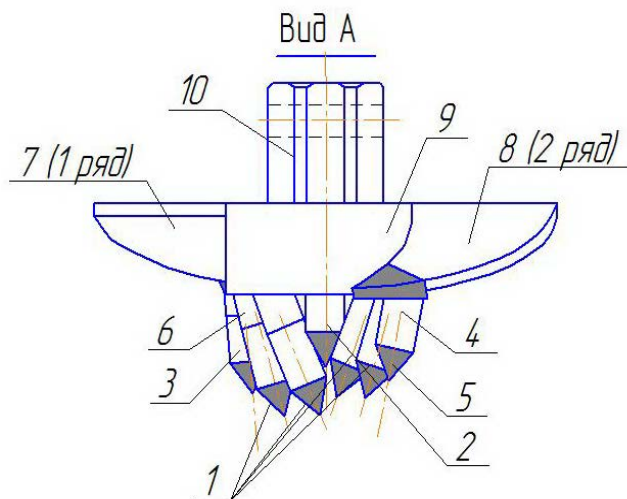


Рис.2. Усовершенствованный вид породоразрушающего инструмента (долота). Заявка на изобретение №2014130654 от 24.07.2014г. 1,3 и 4 – рабочие резцы; 2 – центральный резец; 5 – твердосплавные режущие пластины; 6 – дополнительная вставка; 7 – первый ряд; 8 – второй ряд; 9 – корпус долота; 10 – хвостовик.

Литература:

1. Бугаев В. Г. Исследование процесса, разработка конструкции режущего инструмента и обоснование режимов вращательного бурения скважин : дис. ... канд. техн. наук. – Красноярск, 2004. – 307 с.
2. Каркашадзе Г.Г. Механическое разрушение горных пород: Учеб. Пособие для вузов. –М.: Изд. МГТУ, 2004. -222с.
3. Линьков С.А. Разработка конструкции и обоснование параметров рабочего органа для бурения скважин в мерзлых грунтах: дис. ... канд. техн. наук. – Омск: Сибирская государственная автомобильно-дорожная академия, 2007. – 185 с.

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УТИЦКОЙ СВИТЫ АМУРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Тихомирова А.И., Кудымов А.В., Диденко А.Н.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск (itig@itig.as.khb.ru)*

Объектом исследований являлись сеноман-туронские [1, 2] породы утицкой свиты Амурского комплекса Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, протягивающегося от берегов Японского моря на юге до Охотского моря на

севере. Свита завершает разрез морских отложений и сложена в основном осадочными породами (конгломераты, песчаники и алевролиты). В подчиненном количестве присутствуют туфы среднего состава, андезиты и андезибазальты, базальты [1, 2, 4]. Падение слоев свиты в изученном разрезе ориентировано на север и северо-восток при углах падения – от 30 до 70°.

В районе исследования (с. Киселевка, левобережье нижнего течения р. Амур) изученные породы отделены от расположенных юго-восточнее вулканогенно-кремнистых образований киселевской свиты Киселевским разломом [3]. Последний прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние около 100 км до озера Удыль. Для разлома установлена сдвиго-надвиговая природа. Образования киселевской свиты надвинуты в западном направлении на породы силасинской и утицкой свит, с вертикальной амплитудой смещения более 2 км [2].

По данным термомагнитного анализа алевролитов и песчаников однозначно определить основной носитель магнетизма этих пород не представляется возможным. Крайне низкая концентрация носителя намагниченности и появление вторичного магнитного минерала в процессе лабораторного нагрева характеризует эти породы как малопригодные для палеомагнитных исследований, особенно с применением температурной магнитной чистки. Андезиты, андезибазальты, по данным термомагнитного анализа, демонстрируют стабильность к лабораторным нагревам – отношение величин намагниченности насыщения после и до нагрева близко 1. Распределение величин естественной остаточной намагниченности и начальной магнитной восприимчивости бимодальное. В первую, слабомагнитную, группу, входят в основном осадочные и, отчасти, вулканогенные породы – риолиты; во вторую, магнитную – исключительно образцы андезибазальтов и базальтов. Значения фактора Кенигсбергера свидетельствуют о значительном преобладании индуктивной намагниченности над остаточной у большинства пород утицкой свиты и, соответственно, об их невысокой палеомагнитной стабильности.

Величина анизотропии начальной магнитной восприимчивости изученных образцов имеет размах от 0.6 до 13.5%, ее распределение отчетливо бимодально с растянутым "хвостом" для второй совокупности почти до 14%. Первую группу с модальным значением ~1% составляют образцы осадочных и вулканических пород, вторую – образцы исключительно осадочных пород. Образцы осадочных и вулканогенных пород попадают в основном в область плоскостного типа анизотропии, реже встречаются образцы с преобладанием линейного типа. Магнитная текстура плоскостного типа является первичной как для осадочных пород, так и для вулканитов. Среднее значение коэффициента $E_k = (k_{int} \times k_{int}) / (k_{min} \times k_{max})$ составляет 1.006, при медианном – 1.003. На этом основании мы заключаем, что основная часть изученных пород утицкой свиты стрессовых деформаций не испытала, за исключением образцов из

приконтактовых к Киселевскому разлому зон.

На распределениях главных осей эллипсоидов по отдельным образцам осадочных пород утицкой свиты в географической и стратиграфической системах координат наблюдается достаточно тесное группирование вокруг своих средних значений направления минимальных, средних и максимальных осей. Причем, после введения поправки за залегание пород среднее направление минимальной оси становится практически вертикальным – $D=255^\circ$, $I=86^\circ$ с параметром концентрации (K) равным 12.9. Средние направления максимальной и средней осей практически горизонтальны и имеют направления $D=62^\circ$, $I=4^\circ$ при $K=18.7$ и $D=152^\circ$, $I=1^\circ$ при $K=10$, соответственно.

Анализ полученных данных позволяет нам сделать два вывода. Во-первых, наблюдаемая магнитная структура в осадках утицкой свиты является первичной и, следовательно, вторичные стрессовые деформации, не повлияли на их первичную текстуру (за исключением приконтактовых к Киселевскому разлому зон). Определенное группирование направлений максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости в осадочных породах утицкой свиты дает возможность определить в палеобассейне направление палеотечения – с северо-востока на юго-запад ($50-70 - 230-250^\circ$)

В результате Т-чистки образцов андезитов и андезибазальтов выделена высокотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности, направление которой в стратиграфической системе координат составляет $Dec=13.4^\circ$, $Inc=69.8^\circ$, $\alpha_{95}=7.3^\circ$. Направление высокотемпературной компоненты принято нами за характеристическую остаточную намагниченность, время образования которой близко возрасту изучаемых пород – сеноман-турон (~ 95 млн. лет).

Вышеприведенные данные позволяют нам оценить палеошироту на которой формировались породы утицкой свиты, она в среднем составляет 53.7° с.ш. (от 43.8 до 65.4° с.ш.). Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $Plat=81.6^\circ$, $Plong=208.2^\circ$, $dp=10.8$, $dm=12.5^\circ$, находится он в высоких широтах в акватории Северного Ледовитого океана.

Анализ, полученных в настоящей работе данных, показывает что: 1) положение палеомагнитного полюса утицкой свиты с возрастом примерно 95 млн. лет располагается у участков ТКМП стабильной Евразии [6] и Сибири [5] соответствующего возраста; 2) пересчитанное (ожидаемое) палеомагнитное направление со среднего полюса для 100 и 90 млн. лет ТКМП стабильной Евразии составляет $Dec=8.9^\circ$, $Inc=73.5^\circ$, очень близко наблюдаемому палеомагнитному направлению – $Dec=13.4^\circ$, $Inc=69.8^\circ$ с $\alpha_{95}=7.3^\circ$. Это сходство, полагаем, свидетельствует о первичности выделенного палеомагнитного направления в андезибазальтах утицкой свиты и ее автохтонности относительно поздне меловой окраины Евразийского палеоконтинента, в составе которого она в дальнейшем испытала незначительное смещение к югу с одновременным разворотом по

часовой стрелке на 10-15°.

Реконструкция геодинамических условий формирования пород утицкой свиты по петрохимическим характеристикам осадочных пород показала, что они соответствуют породам, формировавшимся в условиях активных континентальных окраин [2, 4].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-030), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а).

Литература

1. Кайдалов В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья / Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 236-239.
2. Кайдалов В.А., Беломестнова Т.Д. и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200000. (Изд-ние 2-ое). Серия Николаевская. Лист М-54-I. СПб: ВСЕГЕИ (в редакции с 2007 г.).
3. Кудымов. А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. № 6. С. 49-56.
4. Медведева С.А., Кириллова Г.Л. Реконструкция позднемезозойских геодинамических процессов на континентальной окраине по петрохимии песчаников (Нижнеамурское звено Сихотэ-Алинского орогенного пояса) / Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Материалы конференции, посвященной памяти Л.М. Парфёнова. Хабаровск, 2007. С. 225-228.
5. Метелкин, Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, 2012. 460 с.
6. Torsvik, T.H., Muller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Reviews of geophysics. 2008. V. 46. No. 3. P. RG3004.

ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С КЛАСТЕРНОЙ ОРГАНИЗАЦИЕЙ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Ткач С.М.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

За последние 30 лет в горнопромышленной геологии развивается концепция дискретной (кластерной) организации месторождений практически всех полезных

ископаемых. Основной вывод, имеющий важное значение для развития геотехнологий, в качестве примера, следующий: рудные месторождения золота: 25-30% объема содержат 70% металла; золотоносные россыпи: 20-40% объема содержат 60-90% золота; рудные урановые месторождения: 20-30% объема содержат > 90% урана; разведка выявляет всего примерно 50% полезного компонента; в промышленном контуре локализуется лишь 10-25% полезного компонента.

В результате анализа и обобщения многочисленной информации о неравномерности распределения металла в объеме россыпи, рудного тела, участка и т.д., показано, что плотность статистического распределения содержаний $P(c)$ выражается через производную первообразного пространственного распределения, представляющего собой одно-единственное из множества пространственных распределений, которое задается неубывающей функцией $f_0(x)$. В частности, из подобной зависимости для одного из геологических разрезов пространственного распределения содержаний золота погребенной россыпи р. Б. Куранах, представленной на рис. 1, следует, что в 30% объема участка россыпи содержится 80% металла.

Следует отметить, что уровень кластеризации (дискретности) месторождений совершенно плохо выявляется традиционной разведкой и даже эксплуатационным опробованием. С середины 80-х годов в ИГДС СО РАН, может быть не большими силами, но были начаты исследования в области горнопромышленной геологии. Теоретически и экспериментально выявлены и оценены главные составляющие систематических ошибок в оценке содержаний минералов, полезных и вредных компонентов в россыпных и рудных месторождениях: ошибки из-за необнаружения при разведке и доразведке локальных зон концентрации (или пустых зон); ошибки из-за непредставительного объема пробы; ошибки из-за технологии обработки проб; ошибки из-за истирания керна. Эти ошибки в сумме приводят к ошибкам в средних содержаниях по блокам, ошибкам оконтуривания промышленных участков и в целом - к ошибкам выбора геотехнологии. В частности, предложено и обосновано новое толкование представительности пробы. Проба называется представительной, если ее масса (объем), геометрия и ориентировка позволяют оценить с необходимой и достаточной точностью среднее содержание полезного (вредного) компонента в однородном поле минерализации с заданными гранулометрией и балансом минералов-носителей данного компонента, структурой и текстурой среды опробования [1].

Приведем лишь два комментария, вытекающих из формулы представительного объема пробы

$$V_{предст} = 4(\bar{q}/CW_{cg}^2)(W_q^2 + 1):$$

1. В качестве среднего содержания в формуле для представительного объема пробы $V_{пр}$ содержание C следует принимать равным бортовому содержанию, минимальному промышленному содержанию, эксплуатационному минимальному и т.д., в зависимости от решаемой горнотехнической задачи.

2. Фактическое, реальное поле содержаний компонента неоднородно и изменяется от принятого в соответствии с задачей среднего содержания C до любого большего. А так как C входит в формуле V_n в знаменатель, то полученный объем представительной пробы будет тем более представительным в любом участке поля. При этом относительная случайная ошибка оценки содержания во всей области опробования будет меньше или равной заданной допустимой $W_{сд}$.

Результаты теоретических исследований и опытно-методических и экспериментальных работ по представительному опробованию, опубликованы в монографиях сотрудников Института [1,2,3].

Анализ многочисленной статистики данных разведки, эксплуатационного опробования россыпных и рудных месторождений алмазов, золота, олова, рудных месторождений ртути, полиметаллов и других, данных специальных опытно-методических исследований за многие десятилетия, а также уже значительная практика покусковой и порционной сортировки добытой рудной массы, показывает, что для месторождений различного минерального сырья и разных месторождений одноименных руд доля некондиционных кусков в общей добытой рудной массе меняется, но в среднем всегда является преобладающей. Это явление мы условно назвали геолого-экономическим разубоживанием запасов [3]. Показано, что для большинства месторождений:

- горно-технологическое разубоживание менее 0,5 (50%), а чаще – менее 20%;
- геолого-экономическое разубоживание более 0,5 (50%), а чаще – более 70%.

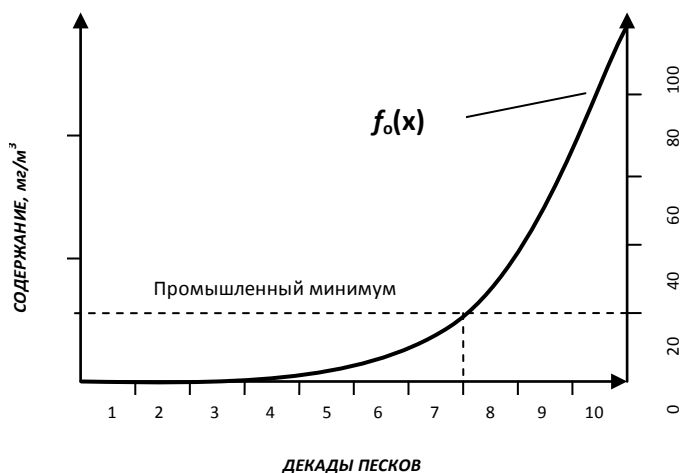


Рис. 1. Пространственное распределение металла в россыпи р. Б. Куранах

Переход к рыночной экономике в 90-х годах прошлого столетия сопровождался целым рядом негативных тенденций в горнодобывающем комплексе страны [4], особо остро проявившиеся при освоении минерально-сырьевых ресурсов Севера и Северо-Востока России в условиях слабой инфраструктурной подготовкой

обширных территорий при незначительной их заселенности, удаленности от мест переработки и потребления добываемого сырья, сурового климата, наличия многолетней мерзлоты, дороговизны товаров, услуг и др. Главное следствие этого - значительная часть разведанных, ранее поставленных на баланс, месторождений перешло в разряд забалансовых (неактивных) по причине пересмотра основных кондиций в сторону их увеличения, что в значительной степени изменяет морфологию рудных тел (разбиение месторождений на отдельные кластеры). Только из этого факта вытекает множество важных следствий, в частности: снижение доли доступной к эффективному освоению минерально-сырьевой базы; дезинтеграция (разбиение) месторождения на отдельные достаточно богатые части с огромной потерей его геопотенциала; изменение морфологии рудных тел требует пересмотра технологий доразведки, оценки запасов, добычи и переработки руд и песков; необходимость качественно нового подхода к вопросам государственного регулирования изучения и освоения георесурсов и др. При подобной ситуации не только снижаются общие запасы минерального сырья в месторождениях, но и создают порой непреодолимые технологические трудности их эффективного и экологически безопасного освоения.

Уже в первые годы перехода к рыночной экономике стало ясно, что в складывающихся принципиально новых условиях обеспечение рентабельности требующих реконструкции действующих и строительство новых предприятий невозможно без совершенствования методов изучения, оценки и геолого-экономической переоценки МСБ с выделением экономично извлекаемых запасов. Реструктуризация МСБ стала необходимым и первоочередным звеном в преобразовании всего минерально-сырьевого комплекса. Такая работа частично уже проведена и для ее логического завершения рекомендуются следующие мероприятия [3]:

1. Полная многовариантная геолого-экономическая переоценка МСБ (запасов и прогнозных ресурсов) в новых условиях недропользования с учетом возможной конъюнктуры на мировом рынке и динамики цен на используемые в МСК ресурсы и услуги.
2. Пообъектная разработка технико-экономических обоснований разведочных кондиций на минеральное сырье, переоценка запасов, реконструкция действующих и строительство новых высокопроизводительных предприятий.
3. Разработка региональных программ научно-технического сопровождения процесса реструктуризации, воспроизводства и освоения МСБ с обоснованием приоритетных направлений геологоразведочных и научно-исследовательских работ по воспроизводству фонда недропользования рудных объектов и геотехнологическому обеспечению их эффективного освоения.
4. Отказ от разработки запасов, залегающих в сложных условиях; концентрация очистных работ, обеспечивающая переход на высокопроизводительные технологии и технику.

5. Своевременное воспроизводство активной минерально-сырьевой базы и очистного фронта на основе совершенствования технологий разведки, опробования, оценки запасов и технологии горно-подготовительных работ с широким внедрением высокопроизводительного разведочного и проходческого оборудования.

6. Оценка рейтинга геолого-экономической перспективности рудных районов в новых условиях недропользования.

7. Поиски и оценка геолого-промышленных типов основных коренных месторождений в районах с наиболее высоким рейтингом и геополитическим значением.

8. Поиски и оценка нетрадиционных коренных месторождений.

9. Укрепление сырьевых баз действующих рудников за счет активных прогнозных ресурсов и применения прогрессивных технологий.

10. Усиление геотехнологических исследований на объектах с большими разведанными, ныне неактивными запасами и другие.

Проблема использования потенциала природных ресурсов востока России имеет, по меньшей мере, три аспекта [5]: **геополитический** – освоение территории даже при низкой рентабельности объектов ради закрепления позиций России на Востоке; **экономический** – в максимальной степени использовать рыночный и стратегический интересы стран Азиатско-Тихоокеанского региона как будущих ведущих торговых партнеров России; **социальный** – необходимо сохранять и создавать рабочие места, развивать инфраструктуру. Поэтому крайне актуальными для геополитики России становятся сырьевой и технологический аспекты освоения минерально-сырьевых ресурсов Сибири и Дальневосточного региона [6].

Литература.

1. Батугин С.А., Черный Е.Д. Теоретические основы опробования и оценки запасов месторождений. Новосибирск: Сиб. предприятие «Наука», 1998. – 344 с.

2. Батугин С.А., Бирюков А.В., Кылатчанов Р.М. Гранулометрия геоматериалов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 172 с.

3. Ткач С.М. Методологические и геотехнологические аспекты повышения эффективности освоения рудных и россыпных месторождений Якутии. Отв. ред. С.А. Батугин. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2006. – 284 с.

4. Ткач С.М. Региональные особенности развития горных наук и горнодобывающей промышленности на северо-востоке страны // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – 2014. - №1, Т. 1. – С. 314-320.

5. Орлов В.П. Три задачи нефтегазового комплекса России в XXI в. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 1999. - №6. - С.3-5.

6. Батугин С.А., Яковлев В.Л. Закономерности развития горного дела. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.- 116 с.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ УЧАСТКА БУРАННЫЙ ТОМТОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Толстихин О.Н.¹, Попов В.Ф.²

1 – Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск

Современная инвестиционная привлекательность Томторского редкометального месторождения определяет необходимость рассмотрения многих аспектов его разработки [1], в том числе геокриологических, гидрогеологических и геоэкологических. Участок Буранный данного месторождения расположен на северо-восточной части Анабарского кристаллического щита на севере Сибирской платформы на междуречье р.Онкучах (левый приток р.Уджа) и его левого притока ручья Поманисточка. Река Уджа является правым притоком р. Анабар. Расстояние от месторождения до побережья Оленекского залива моря Лаптевых составляет 250 км.

Климатические условия района характеризуются метеостанциями Сыскылах, Жилинда (гидрометеостанция Джалинда) и Оленек. Зима суровая и продолжительная (7 месяцев) и лето - короткое (до 3 месяцев). Отрицательные температуры держатся с сентября по май. Среднегодовая температура воздуха в многолетнем цикле имеет отрицательное значение: Саскылах – -14°C , Жилинда – $-13,5^{\circ}\text{C}$ и Оленек – $-12,4^{\circ}\text{C}$. Абсолютные минимумы характерны с декабря по февраль, где для всех метеостанций наблюдались температуры близкие к -60°C (зарегистрированный минимум в с.Оленек $-62,9^{\circ}\text{C}$ в 1959 г.), абсолютные максимумы характерны для июля (около $+35^{\circ}\text{C}$). Низкие среднегодовые температуры в сочетании с отрицательным радиационным балансом обуславливают сохранение глубокого промерзания недр земли и зоны многолетнемерзлых пород. Среднегодовое количество осадков: Саскылах – 197 мм, Жилинда – 266 мм, Оленек – 296 мм. Основная доля осадков приходится на теплый период года (до 60 %).

Геологическое строение Анабарского щита и суровые климатические условия обуславливают формирование Анабарского криогеологического массива со сплошным распространением многолетнемерзлых пород значительной мощности, охлажденных до глубины 1000 м и более [2]. Геотермические исследования в глубоких скважинах у пос. Шологонцы на р. Мархе в 450 км к югу от месторождения глубина нулевой изотермы установлена на глубине 1500 метров [3].

Измерение температуры пород в скважинах на участке Буранный осуществлялись сотрудниками Эбеляхской ГРП А.Т. Солопановым, О.Ю. Поздеевым, А.В. Толстовым [4]. Выяснилось, что нижняя граница мерзлоты имеет куполовидную форму, а мощность многолетнемерзлых пород в центральной части массива колеблется от 165 до 400 метров на периферии (рис.1). Максимальная мощность

слоя годовых колебаний температуры пород составила 9 метров. Температура на подошве слоя годовых колебаний изменяется от -8,4 до -6,5 °С. Скважинами в коре выветривания и трещиноватых карбонатах вскрыты напорные пресные подмерзлотные воды хлоридно-гидрокарбонатно натриевого состава с минерализацией от 225 до 772 мг/дм³, залегающие под подошвой многолетнемерзлых пород. Они имеют величину напора над кровлей водоносного комплекса от 116 до 364 м. Следует отметить, что на сопряженной территории характерны подмерзлотные подземные воды с высокой минерализацией [5].

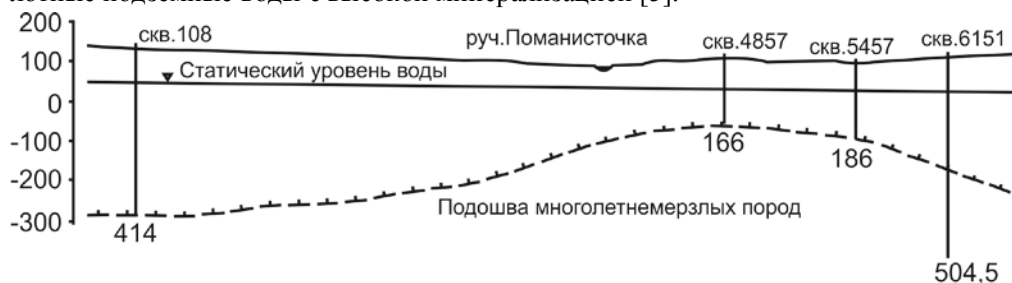


Рис.1. Подошва многолетнемерзлых пород и статический уровень подземных вод месторождения Томтор

Рельеф слаборасчлененный, абсолютные отметки на участке колеблются в пределах 90 – 157 м. По геоморфологическим и генетическим признакам на участке выделяется аккумулятивно-денудационный рельеф водораздельной области междуречья, денудационный рельеф склонов и аккумулятивный рельеф, представляющий поверхности, созданный речной и озерной аккумуляцией. Денудационный рельеф имеет преимущественно пологоволнистые поверхности с уклонами от 0,01 до 0,1. Он сформирован пролювиально-делювиально-коллювиальными отложениями.

На пониженных участках имеют место быть процессы термокарста и формирования повторно-жильных льдов и валиковых полигонов. Озерно-болотные отложения (оторфованные суглинки и супеси) отличаются высокой (40-60 % и более) суммарной льдистостью. Криогенное строение формируют шлиры толщиной до 0,1 м в сочетании с линзами инъекционного льда, а также клинья повторно-жильных льдов мощностью 0,2-0,5 и 1,0-1,5 м.

Делювиально-солифлюкционные отложения пологих склонов имеют льдистость 30-40 %. В них формируется слоистая и линзовидная криогенные текстуры. Вдоль колеи вездеходов на пологих склонах наблюдается образование промоин длиной десятки метров и глубиной до 1 м. В отложениях у подошвы склонов фиксируются базальная криогенная текстура и гольцовый лед.

Для руч.Поманисточка и р.Онкучах характерно четковидные русловые формы, представляющее собой чередование расширенных и суженных участков (рис.2). Для данного района подобные формы являются результатом взаимодей-

ствия комплекса гидрологических и криогенных процессов, ведущим из которых являются термокарст и термоабразия. Образование четковидного строения русел связано с вытаиванием жильного льда в узлах решётки полигональных трещин, что приводит к формированию в русле глубоких и широких термокарстовых котловин. Расстояние между четкообразными русловыми формами определяется размерами полигонов, по которым протекает река.



Рис.2. Четковидное строение русла реки Поманисточка

В целом для участка Буранный из криогенных процессов и явлений наиболее широко распространены термоэрозия, термокарст, криогенное оползание, морозобойное растрескивание и жильное льдообразование, солифлюкция, дели, образование бугров пучения, наледеобразование, формирование полигонального рельефа. Соответственно необходимо детальное изучение геокриологических условий для целей уменьшения инженерных и геоэкологических рисков при разработке месторождения, в том числе и на прилегающих территориях.

Литература

1. Быховский Л.З., Котельников Е.И., Лихникевич Е.Г., Пикалова В.С. [Задачи дальнейшего изучения Томторского рудного поля с целью повышения его инвестиционной привлекательности](#) // Разведка и охрана недр. – 2014. – №9. – С. 20 – 25
2. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 191 с.
3. Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология Мира/ Под ред. Э.Е. Ершова. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 575 с.
4. Солопанов А.Т., Толстов А.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия массива Томтор // Криолитозона и подземные воды Сибири: Подземные воды и наледи. - Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 1996. с.87-94.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Толстов А.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Минерагению Севера Сибири определяет ультраосновной щелочной карбонатитовый магматизм (УЩК) с комплексной Fe-P-Th-REE минерализацией. Ярким и наиболее типичным представителем УЩК магматизма является массив Томтор (СЗ Якутии), характеризующийся широким развитием щелочных и нефелин-пироксеновых пород (сиенитов и фойдолитов), а также карбонатитов и группы жильных ультраосновных пород пикритового семейства [3,6].

На карбонатитах Томторского массива развит мощный зональный гипергенный комплекс: на коренных рудоносных карбонатитах залегают лимонит-франколитовый и лимонитовый (гетитовый) горизонты, а венчает разрез коры выветривания эпигенетическая зона, включающая сидеритовый и каолинит-крандаллитовый горизонты, перекрытые чехлом осадочных (пермских и юрских) отложений.

Основной минерагенической специализацией Севера Сибири являются комплексные Fe-P-Nb-REE руды. Железные руды залегают в коренных кальцит-магнетит-форстерит-апатитовых породах (камафоритах, фоскоритах, нельсонитах) и в кровле остаточных железистых кор выветривания. Апатитовое оруденение также приурочено, в меньшей степени, к камафоритам и в большей степени – к низам коры выветривания, где образует уникальные по концентрациям и ресурсам скопления. Редкие элементы (ниобий, иттрий, скандий и редкоземельные лантаноиды) также представлены промышленно значимыми содержаниями и ресурсами. В разрезе отчетливо наблюдается поэтапная концентрация Nb и REE от карбонатитов к гипергенным (Fe-P) и эпигенетически-измененным алюмофосфатным рудам. На фоне типичных для массивов УЩК концентраций Nb_2O_5 в коренных силикатных породах (0.05%) повышенные значения наблюдаются в рудоносных доломит-кальцитовых кальцитовых и анкеритовых карбонатитах до 0,2-0,5%.

В широко развитой по площади карбонатитового ядра зоне гипергенеза концентрации Nb_2O_5 возрастают до 0,5-1%, а абсолютные максимумы наблюдаются в эпигенетически-преобразованных алюмофосфатных разновидностях переотложенных кор выветривания (до 10%). Концентрации TR_2O_3 возрастают аналогично от 1-2% до 3-5% и 15%, соответственно, достигая уникальных концентраций и колоссальных ресурсов.

Переотложенные (эпигенетически измененные) руды участка Буранный разведаны и поставлены на Государственный баланс ГКЗ (1999). В настоящее время в пределах данного участка начались разведочно-эксплуатационные работы. Кроме того, по заказу Роснедр МПР на Северном и Южном участках Томторского

рудного поля начаты оценочные работы на редкие элементы, которые, совершенно очевидно, завершатся через два года существенным приростом запасов руд редких элементов.

117°00



Рис. 1. Геологическая схема Томторского рудного поля (условные обозначения на рисунке).

Помимо рудопроявлений Северного и Южного участков Томторского рудного поля в непосредственной близости от массива Томтор оплодотворена рудная (то-рий-редкоземельная) зона Чимаара, перспективы которой весьма существенны [6], хотя оценены лишь поверхностно (на проявлении в 70-х годах прошлого века пройдены каналы и единичные скважины).

Помимо прироста запасов ниобия, редкоземельных элементов, включая наиболее дефицитные иттрий, скандий и тяжелые лантаноиды, весьма высока вероятность выявления в ходе оценочных работ в пределах гипергенного комплекса (лимонитовый горизонт) промышленных концентраций и существенных скоплений титана и марганца. Содержания оксида марганца, составляющие десятки процентов на интервалы опробования в десятки метров, были довольно нередки при проведении поисково-оценочных работ в пределах Северного участка [6].

Помимо главной составляющей Томтора – ниобий-редкоземельной минерализации в районе широко известны проявления россыпной алмазности, золота и минералов группы платины (МПП) [2]. В непосредственной близости от Томторского рудного поля на протяжении 15 лет ООО «Алмазы Анабара» успешно отработывает промышленные алмазные россыпи, стоящие на балансе в ГКЗ МПР. Концентрации золота и платиноидов на отдельных участках этих россыпей достигают $0,2-0,5 \text{ г/м}^3$, имея локально промышленные значения (2 и более г/м^3) при соотношении этих металлов 1:1 – 2:1, и могут рассматриваться в качестве объектов попутной алмазодобычи [2]. Вопрос коренного источника алмазов, золота и МПП до сих пор остается весьма дискуссионным [2,5,7].

Ранее в ходе выполнения поисково-ревизионных работ на россыпное и коренное золото в бассейне реки Анабар (1995-1998г.г.) нами были детально изучены особенности минералогии и состава россыпного золота и МПП на обширной территории бассейна реки Анабар и обоснованы предпосылки выявления главного типа коренного источника МПП – сульфидного медно-никелевого оруденения норильского типа. В ходе этих работ были обоснованы также перспективы обнаружения нового нетрадиционного коренного источника МПП – в кембрийских высокоуглеродистых сланцах куонамской битуминозной толщи [5,7].

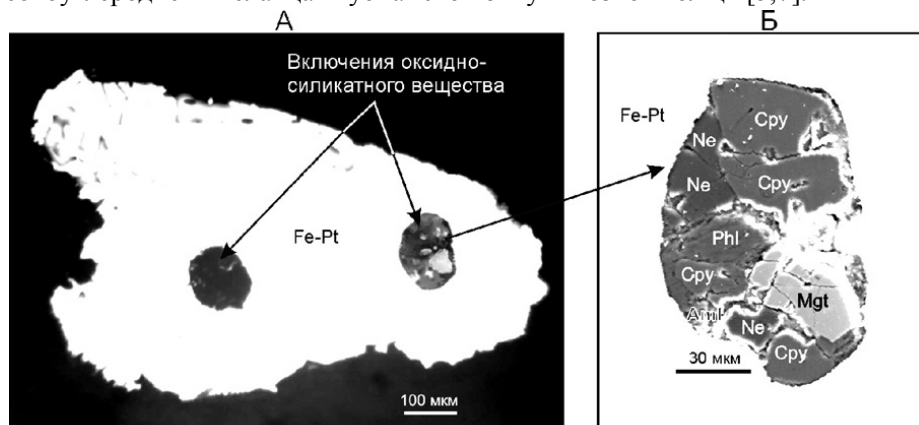


Рис. 2. Зерно платины с включением силикатов (Округин, 2012).

Результаты изучения состава МПП и особенностей их распространения в пределах Севера Сибирской платформы, изученные за последние годы разными ис-

следователями, свидетельствуют о расположении их коренного источника территориально на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы [2,4,5,6,7]. Уникальные 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 УЦК: нефелина, пироксена, титаномagnetита и флогопита (рис 2. по [2]).

Таким образом, в качестве коренных источников МПГ логично могут рассматриваться крупные массивы йолит-карбонатитовой формации Уджинской щелочной провинции Томтор и Богдо (рис. 1,4). При их изучении в 1980-90-е годы основное внимание уделялось уникальному Nb-TR оруденению в зоне гипергенеза. Единичные определения концентраций платиноидов в ультраосновных породах (пикриты, альнеиты), предпринятые нами в ходе изучения массива Томтор в конце прошлого века, не выявили сколь-нибудь значимых концентраций, что предопределило длительное отсутствие интереса к этим объектам.

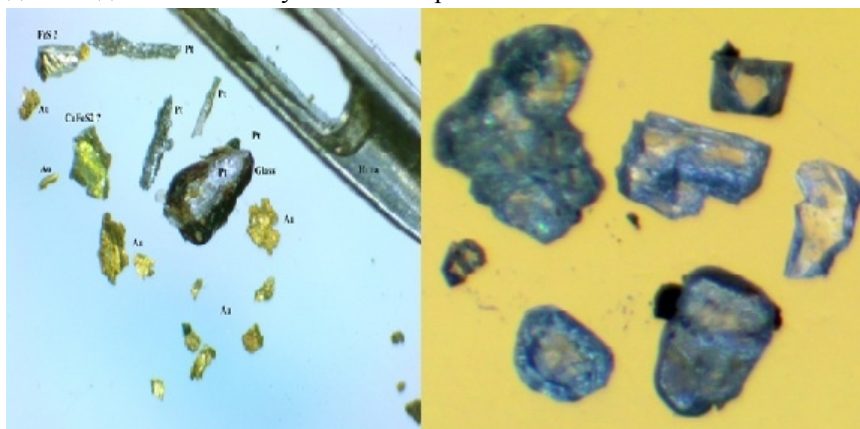
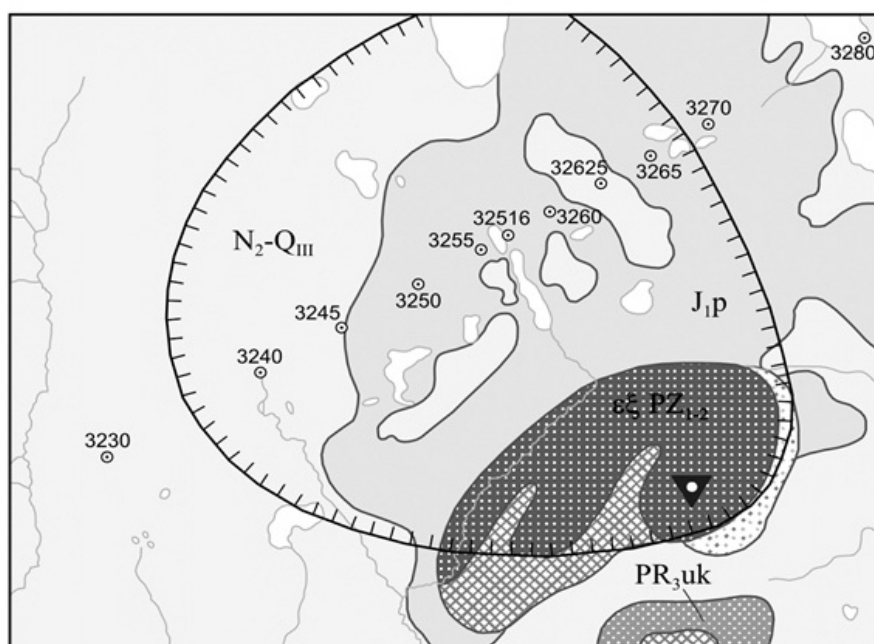


Рис. 3. Зерна платины из массива Томтор (Владыкин, 2015).

За последние десятилетия видными российскими учеными обоснована идея о новом коренном источнике МПГ, связанном со щелочными комплексами [1,2,7]. 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. Эта крупномасштабная работа начата лишь в 2015 г в ИГМ СО РАН.

По сообщению Н.В. Владыкина (2015), изучавшего пробы различных пород из керна скважин, пробуренных в центре карбонатитового ядра массива Томтор, ему удалось извлечь несколько зерен платины, фотографии которых были любезно предоставлены нам (рис. 4). Эти находки также подтверждают связь с массивом Томтор и указывают на необходимость проведения широкомасштабных специализированных исследований на благородные металлы по коренным породам

массива Томтор. Однако, судя по уточненной привязке проб, отобранных из керна (скважины 59559, 61558), эти зерна были найдены в пермских осадочных отложениях и переотложенных корах выветривания карбонатитов центральной части участка Буранный, а, следовательно, в коренных породах Томторского массива выявить МПГ пока не удалось. В связи с возобновлением изучения массива Томтор, предпринятым в последние годы рядом организаций и исследователей, данная задача представляется нам наиболее актуальной.



Геологическая карта массива Богдо
Масштаб 1:100 000

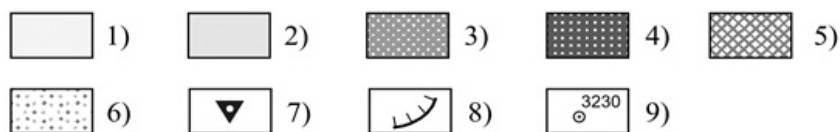


Рис. 4. Геологическая карта массива Богдо.

Условные обозначения: 1 – неоген-четвертичные покровные отложения; 2 – юрские (плинсбахские морские отложения); 3 – верхнепротерозойские (улахан-курунгские) карбонатные отложения; 4 – щелочно-ультраосновные породы; 5 – контактово-измененные породы; 6 – четвертичные (озерные) отложения; 7 – место отбора пробы; 8 – внешняя геологическая граница массива Богдо (по геофизическим данным); 9 – буровые скважины, пройденные в 1995-1999 г.г.

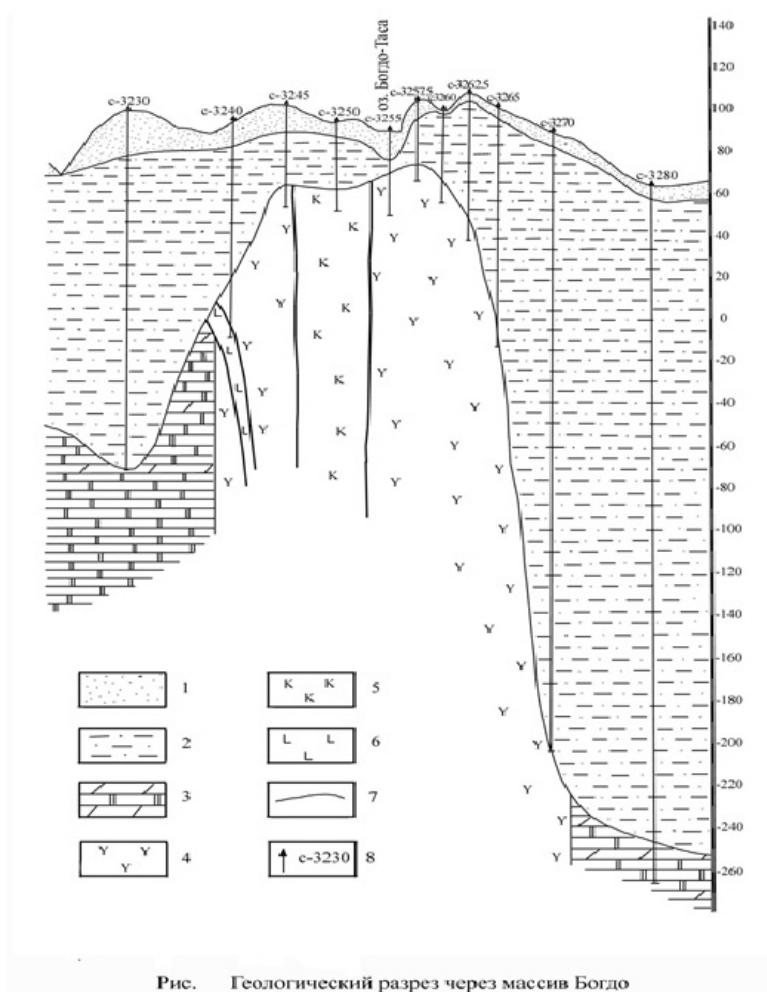


Рис. 5. Геологический разрез через массив Богдо. Условные обозначения: 1- неоген-четвертичные покровные отложения; 2 - юрские (плинсбахские морские отложения); 3 - верхнепротерозойские (улахан-курунгские) карбонатные отложения; 4 – щелочно-ультраосновные породы; 5 – карбонатиты; 6 – жильные образования (щелочные пикриты); 7 – геологические границы; 8 – направление (азимут) профиля скважин.

Первоочередными объектами изучения коренной платиноносности в этой связи должны быть массивы Томтор и Богдо (рис.1), которые в послепермское-доюрское время были выведены на дневную поверхность и возвышались более чем на 300-600 метров над уровнем моря, вследствие чего слагающие их породы интенсивно размывались и имели область сноса, исчисляемую в тысячи км² (рис.

5). Это логично корреспондируется с обширным ореолом разноса МПГ в Лено-Анабарском междуречье.

Наличие в районе под осадочным чехлом мезо-кайнозойских отложений невоскрытых массивов УЩК, выявленных по геофизическим данным (Буолкалах, Чюэмпе, Уэле), многократно повышает перспективы как платиноносности, так и комплексной рудоносности всего Севера Сибири [5,6,7]. Таким образом, полученные в последние годы новые результаты кардинально повышают перспективы Томторского рудного узла на редкие, редкоземельные и благородные металлы.

Литература

1. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь). // Геохимия. 1994. №1, с. 1568-1577.

2. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золотоплатиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы. // Отечественная геология, 2012, №5, С. 11-20.

3. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корях выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр, 1993. № 3, с.7-11.

4. Толстов А.В. Минералогия и геохимия золота СЗ Якутии и перспективы золоторудности Анабарского щита // Вестник ВГУ, Воронеж, 1999, №8, с. 194-197.

5. Толстов А.В. Перспективы платиноносности Анабарской антеклизы // Вестник Госкомгеологии (Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), Якутск, 2001, №1, с. 82-87.

6. Толстов А.В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М.: ИМГРЭ, 2006, 212 с.

7. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udsha province (NW of Yakutia), 30-h Intern. Conference on Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism, Antalia, 2014, p.196-197.

ПЕРСПЕКТИВЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СПУТНИКОВЫХ СИСТЕМ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И ГЕОДИНАМИКИ ТЕРРИТОРИИ РС(Я)

Третьяков М.Ф., Третьякова О.Г.

СВФУ им М.К. Аммосова, г. Якутск

Использование методов космической геодезии для изучения геодинамических процессов началось в 1970-х годах с радиоинтерферометрии со сверхдлинными

базами (VLBI) и спутниковой лазерной локации (SLR). Препятствиями для широкого применения VLBI и SLR в геодезических целях являются ограниченная мобильность, высокая стоимость и сложность эксплуатации таких систем. Быстрое развитие спутниковых технологий привело к появлению в начале 1980-х годов Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС), таких как GPS (Глобальная Система Позиционирования) и ГЛОНАСС (ГЛОбальная НАвигационная Спутниковая Система). С 1990-х годов спутниковые радиосистемы, такие как DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) также начали давать полезную информацию для решения региональных и глобальных геодезических проблем.

До начала 1990-х годов в разных частях земного шара эпизодически разворачивались сети станций GPS временного действия для мониторинга деформаций поверхности Земли. Непрерывные улучшения в технологии GPS и падение стоимости оборудования привели к созданию сетей станций GPS постоянного действия, которые начали разворачиваться в начале 1990-х годов, например, PGGA (Permanent GPS Geodetic Array) в Калифорнии и сеть GRAPES (GPS Regional Array for Precise Surveying), охватывающая всю Японию сотнями GPS станций. Но наиболее известна постоянная сеть станций GPS, управляемая IGS (Международной GPS Службой), которая с 1994 г. используется для поддержки геодезических, геофизических и геодезических научных исследований по всему миру. В настоящее время сеть IGS насчитывает более 300 активных станций постоянного действия (GPS и ГЛОНАСС).

Сети станций GPS постоянного действия одинаково хорошо себя зарекомендовали как при анализе деформаций на границах тектонических плит, так и при определении смещений, происходящих в их внутренних областях. Постоянные сети станций GPS позволяют изучать широкий спектр переходных процессов деформаций, связанных с сейсмотектонической активностью, что невозможно достигнуть с помощью эпизодических кампаний GPS измерений. Использование непрерывных данных GPS дает более точную оценку скоростей деформаций, чем использование данных полученных из периодических измерений. Несмотря на хорошую точность измерений временных GPS сетей, такой подход не позволяет отделить непрерывное движение тектонических плит от мгновенных смещений, связанных с сейсмической или вулканической деятельностью. Местные и региональные сети постоянно действующих станций GPS являются более эффективными [7].

Современные технологии GPS позволяют измерять направление и скорость движения станций с точностью до 0.5 мм/год. Таким образом, собранные с достаточно малой погрешностью за определенный период времени (пока это годы и десятилетия) данные о скоростях и направлениях движения станций GPS на поверхности Земли можно считать вполне достоверными, особенно при определении скорости горизонтальных перемещений плит.

В последнее время проводятся все более детальные исследования, в результате которых подтверждается существование новых микроплит в разных регионах мира. Причем с повышением плотности сетей GPS подобные построения позволяют выделять движения блоков земной коры все меньшего размера, что является весьма актуальным направлением геодинамических исследований. Поскольку общепринятого метода выделения блоков земной коры и построения их геодинамических моделей на основании данных космической геодезии не существует, опубликовано большое количество работ, в которых применяются разные методики [3].

В России с 1997 г. на базе сейсмологических станций Геофизической Службы РАН функционирует постоянная сеть станций GPS под названием Деформационная Сеть Северной Евразии (North Eurasia Deformation Array - NEDA), которая также входит в сеть IGS. На территории республики Саха (Якутия) находятся два пункта этой сети, первый в п.Тикси и второй в г.Якутске. В настоящее время станции NEDA предоставляют базу для региональных проектов GPS исследований, которые осуществлялись и совершенствовались с развитием NEDA, в районах наибольшей сейсмической активности на границах взаимодействия трех крупнейших тектонических плит: Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской [4,5]. В результате этих исследований определены современные скорости движения Евразийской и Североамериканской плит и проведен анализ моделей вращения плит.

Но остается еще много до конца нерешенных проблем, в решении которых может помочь космическая геодезия. Одним из дискуссионных вопросов остается положение и характер континентальной границы Евразийской и Североамериканской плит, которая протягивается широкой рассеянной полосой землетрясений сейсмического пояса хребта Черского в пределах восточной части РС(Я). Многие исследователи обращали внимание на диффузный характер этой границы, некоторые из них считают, что четкой границы между плитами не существует [1], другие считают, что она не является одним сплошным разделом, а состоит из двух сближенных, но при этом разобленных сейсмических зон [6]. Конечно, исследования в этом направлении ведутся, например, в работе [4] впервые установлено, что западная ветвь сейсмического пояса хребта Черского является северо-восточной границей Евразии, а Чукотка и Камчатский полуостров составляют единое целое с Североамериканским континентом. Но чтобы детально исследовать район тройного сочленения плит Евразийской, Североамериканской и Охотоморской необходимо уплотнить сеть постоянных станций GPS, желательно до уровня проведения геодезических измерений на коротких базовых линиях, которые позволяют определять поля деформаций земной коры, механизмы разломообразования и производить мониторинг деформаций в области взаимодействия плит. В районах, где невозможно установить постоянные станции GPS, можно

организовать временные геодинамические полигоны, которые будут предоставлять для анализа данные периодических полевых GPS измерений.

Кроме того, в сейсмически активных регионах GPS наблюдения демонстрируют хорошо выраженные пресейсмические, косейсмические и постсейсмические деформации, связанные с крупными сейсмическими событиями, что позволяет некоторым исследователям выявлять деформационные (геодезические) предвестники сильных землетрясений, пусть и постфактум, как в работе [2].

В настоящий момент назрела необходимость уплотнения всей сети станций GPS на Северо-Востоке России, и в частности, на территории РС(Я), поскольку измерения, проводимые на длинных базовых линиях существующей редкой сети GPS станций, дают определения скоростей и направлений движения только крупных литосферных плит, что недостаточно для детального изучения геодинамики и оценки сейсмической опасности таких обширных территорий.

Следует отметить, что полученные с помощью такой сети станций GPS высокоточные координаты могут служить основой для повышения точности рядовых геодезических пунктов и будут использоваться в широком спектре хозяйственной деятельности нашей республики (картографические, кадастровые, инженерно-изыскательские, дорожно-строительные работы).

Литература:

1. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника, 2004. №3. С.13-30.
2. Гордеев Е.И., Левин В.Е., Бахтияров В.Ф., Гусев А.А., Павлов В.М., Чебров В.Н. и Касахара М. Предварительный анализ перемещений станций GPS на Камчатке: скорости плит и геодезический предвестник землетрясения. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2001 г., 428с. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1164985>
3. Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2014. <http://geo.web.ru/pubd//2014/04/28/0001187512/diss.pdf>
4. Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли. // Физика твердого тела, 2005. Т.47. Вып.6. С.1009–1014. <http://journals.ioffe.ru/ftt/2005/06/p1009-1014.pdf>
5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев 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. <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/publications/publ-mezhplitnye-granitsy-dalnevostochnogo-regiona-rossii-2012-031300>
6. Третьяков М.Ф., Колодезников И.И., Имаев В.С. Особенности строения земной коры сейсмического пояса Черского. Якутск: ООО "Изд-во Сфера", 2010., 104 с.

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).

О СТРОЕНИИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Третьяков Ф.Ф.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
(igabm@ysn.ru)*

Консолидированная кора (КК) Верхоянского складчатого пояса (ВСП), как нижняя слоистая оболочка земной коры, выявляется результатами геофизических исследований [1, 3, 4], которые в общих чертах показывают деформации ее поверхностей: нижней - Мохо и верхней – кровли. Для обсуждения некоторых особенностей строения КК и связи ее со структурами осадочного чехла составлены схема погребенных среднепалеозойских рифтовых структур (рис. 1) и несколько структурно-геологических профилей земной коры ВСП (рис. 2).

На профилях заметно, что более неровный, расчлененный рельеф имеет кровля КК. Строение ее во многом определяется системой структур среднепалеозойских погребенных грабенов (ПГ), созданных двумя трехлучевыми рифтами: ранним (средний девон) Индигирским и поздним (фран) Верхоянским (рис. 1), к которым приурочены наибольшие нарушения КК [2]. Крупные Западно-Верхоянский и Сетте-Дабанский ПГ обладают асимметричным строением – с крутыми западными и пологими восточными бортами (рис. 2 А-В). Ольджойский и Нерский ступени представляют собой полуграбены или уцелевшие западные половины Индигирского рифта. Наиболее крупная из них Нерская ступень обладает широким пологим западным склоном, разбитым на ряд линейных блоков КК погруженных соответственно до глубин 8, 11 и 16 км (рис. 2 В).

Наименьшая толщина КК равная 21-17 км приурочена к зонам тройного сочленения рифтов (рис. 1). Для Индигирского рифта зона сочленения Сетте-Дабанского грабена с Нерской и Ольджойской ступенями выделяется на указанных глубинах в районе истоков р. Адычи. Тройное сочленение грабенов Верхоянского рифта - Вилюйского, Западно-Верхоянского и Дербекинского погребено в верховье р. Дянышки. Следует заметить, что хотя Вилюйский и Западно-Верхоянский грабены ныне располагаются по разные стороны зоны фронтального надвига ВСП, но близость их участков с одинаково максимально малыми мощностями КК (бассейн р. Дянышки), позволяют предполагать, что они принадлежат

единой рифтовой структуре тройного сочленения. Вне районов тройных сочленений толщина КК в рифтовых грабенах не постоянна и минимальные их значения составляют в среднем 22-25 км.

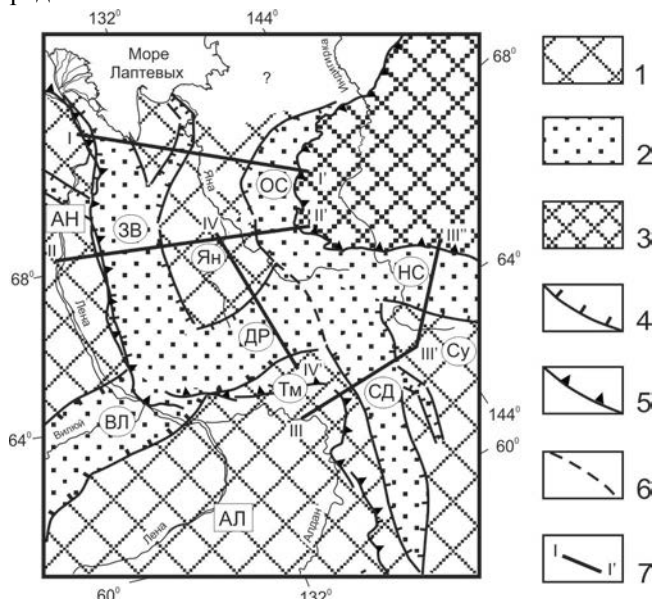


Рис. 1. Схема погребенных среднепалеозойских рифтовых структур в восточной части Северо-Азиатского кратона (с использованием [1]).

1 – блоки консолидированной коры, 2 – рифтовые зоны, 3 – Колымо-Омолонский супертеррейн, 4 – сбросы-границы рифтовых зон, 5 – надвижки-границы Верхоянского складчатого пояса, 6 – линия раздела между Верхоянской и Индигирской рифтами, 7 – положение профилей представленных на рис. 2.

Грабены рифтов: Верхоянского: ВЛ – Вилуйский, ЗВ – Западно-Верхоянский, ДР – Дербекинский; Индигирского: СД – Сетте-Дабанский, ступени (полуграбены): ОС – Ольджойская, НС – Нерская. Поднятия: Ян – Янское, Су – Сунтарское, Тм – Томпонское, АН – Анабарское, Ал – Алданское.

Заметным нарушениям подвержены и поднятия кратона, расположенные между рифтами. При этом значительным деформациям (эрозии), в процессе горизонтальных движений глубинного вещества, подвергнута главным образом подошва КК, маркируемая неодинаковой глубиной залегания поверхности М, что хорошо видно на примере Янского поднятия. В результате подъема поверхности М в северном направлении, толщина слоя КК этого поднятия, вначале постепенно уменьшается от 23 до 18 км (рис. 2 А, Б и Г), а в районе устья р. Яны резко сокращается до 12 км. Предполагается также, что обширная выпуклая кровля КК поднятий испытывая незначительные дробления разломами в процессе рифтогенеза непосредственно перекрыта главным образом терригенными отложениями верхоянского комплекса (рис. 2).

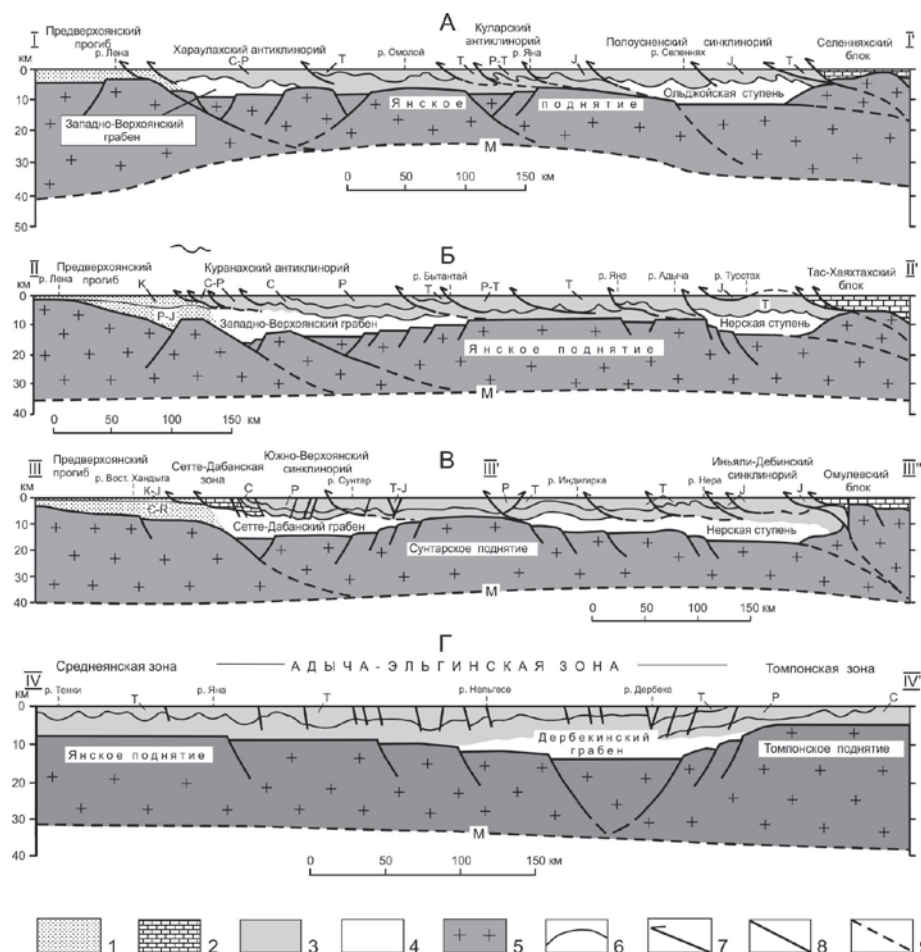


Рис. 2. Структурно-геологические профили земной коры в северной (А), центральной (Б, Г) и южной (В) частях Верхоянского складчатого пояса.

Осадочные комплексы: 1 – Сибирской платформы, 2 – Sette-Dabanской зоны и Колымо-Омолонского супертеррейна, 3 – терригенные Верхоянского складчатого пояса, 4 – синрифтовые погребенных грабен, 5 – консолидированная кора, 6 – геологические границы, 7 – надвиги, 8 – сбросы и прочие разломы, 9 – предполагаемые разломы. М – поверхность Мохо. Положение профилей см. на рис. 1.

Приведенные геолого-структурные схема (рис. 1) и профили (рис. 2) и их краткое обсуждение позволяют обратить внимание на характерные черты строения земной коры ВСП. В сравнении со структурами осадочного чехла показать другие типы деформаций и принципиально иное строение слоя КК, который довольно сильно нарушен сверху и снизу, и пронизан не только в зонах ПГ рифтовых систем, но и в пределах некоторых поднятий.

Литература

1. Карта тектонической структуры консолидированной коры РС(Я), рельеф кровли дорифейского основания. Масштаб 1:2500000. Отв. исп. Мишнин В.М. ГУП РС(Я). Якутск, 2003 (Фондовые материалы).
2. Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология, 2004. № 5. С. 67-70.
3. Штех Г.И., Мокшанцев К.Б. Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. - Новосибирск: Наука, 1975. С. 118-121.
4. Mackey K. G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 283-297.

ИМПАКТНО-КОСМОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ МИКРО-АЛМАЗОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДИ-КОЛЬ, С. КАЗАХСТАН

Третьякова Л.И., Люхин А.М.

С.-Петербургское Отделение РМО, (Ltretia@gmail.com)

Импактные события в истории Земли играли, как отрицательную роль, являясь причинами катастроф, так и положительную, способствуя поступлению на Землю многих полезных ископаемых: алмазов, РЗЭ, Pt-, Au-, Fe-, Ni-, Cu-руд, нефти, газа и др. Мы считаем, что все земные алмазы доставлены на Землю метеороидами и/или кристаллизовались *in situ* в условиях среды, созданной импактным событием. Любое столкновение внеземного тела с Землёй оставляет следы на её поверхности. Здесь мы показываем автографы импактного события, явившегося причиной происхождения месторождения микроалмазов Кумди-Коль со средним содержанием 19 - 27 кар/т и с запасами многие сотни миллионов карат [1], одного из наиболее изученных проявлений «метаморфических» алмазов на Земле. Описание 5 гипотез генезиса микроалмазов месторождения Кумди-Коль дано в работах [21, 19, 20, 2, 4].

1. Месторождение Кумди-Коль расположено в пределах кольцевой структуры диаметром около 4.0 км, по форме и размерам сопоставимой с ударным кратером [16] – это важный автограф импактного события.

2. Алмазоносные породы рудной зоны, представлены гранат-биотитовыми гнейсами, содержащими графит, сульфиды, воду, окислы железа, РЗЭ, и линзами карбонатных, хлорит-тремолит-кварцевых, гранат-пироксеновых пород, амфибололизированных эклогитов, переслаивающихся с безрудными, безграфитовыми участками, сложенными неизменёнными гранат-биотитовыми гнейсами или линзами инъекционных гранитов [4]. Возраст гнейсов - протерозойский, возраст алмазообразования – кембрийский, а лейкократовых гранитов - поздний кембрий-

ордовикский [4]. Рудная зона месторождения начала формироваться на пике УНР метаморфизма, условия которого были спровоцированы ударом, по-видимому, кометы, столкнувшейся с Землёй под косым углом. В результате удара образовалась зона дробления и трещиноватости, заполненная брекчией вмещающих пород с бластомилонитовой и бластокатаклазитовой структурами [2, 4, 19, 20], представляющая рудную зону размером 1300 x 40-200 м, погружающуюся на СВ, и на глубине около 300 м выклинивающуюся [2, 4, 19, 20]. Отмечаются повышенные содержания U, Au [1] и Ti в породах месторождения. Пространственное распределение алмазов не имеет четких литологических границ, включения микроалмазов (~10 - 50 мкм), графита и коэсита, в основном приурочены к трещинам и наблюдаются во всех породообразующих минералах и межзерновом пространстве пород, а содержание микроалмазов возрастает по направлению на СВ к центру кольцевой структуры [4].

3. Ядро кометы - вещество хондрита [15], состоящее из нано алмазов (с аномальным содержанием газов: He, Ne, Ar, Xe), частиц звездной пыли, presolar зерен (алмазы, SiC, графит, Si₃N₄, Al₂O₃, MgAl₂O₄, CaAl₁₂O₁₉, TiO₂, Mg(Cr,Al)₂O₄, силикаты, TiC, Fe-Ni) [10] и рассеянных элементов. Это вещество под огромным давлением было впрыснуто в породы мишени, став импактно-космогенным источником зародышей алмазов и/или самих алмазов. Водно-паровое облако кометы (состав которого: C, CH, CH₄, CN, HCN, H₂O) и тонкодисперстное метеоритное вещество ядра кометы, сохранившиеся после прохождения кометой плотных слоев атмосферы, перемешивались, с парами и расплавленными породами мишени, создавая условия УНР метаморфизма для пород мишени и продуцируя сверхнасыщенный углеводородами флюид-расплав, из которого, при меняющихся термодинамических параметрах, росли алмазы.

4. Автографы прогрессивного УНР метаморфизма - присутствие алмаза, лонсдейлита, коэсита и муассанита (SiC) [1], дислокации и аномальное двупреломление в алмазах, планарные структуры в кварце, включения УНР минералов в породообразующие минералы. Все это, а также нахождение закаленных металлических частиц, состоящих из магнетита, гематита, вюстита, троиллита, α -Fe, Ni-Fe [3], указывают на воздействие на эти породы ударной волны с пиковым давлением ≥ 50 ГПа.

5. Условия регрессивного метаморфизма создались при резком уменьшении давления и медленном понижении температуры пород после импакта. Флюид-расплав также способствовал метасоматическому изменению пород мишени, что прослеживается по появлению парагенезисов минералов амфиболитовой и гранулитовой фаций, составу полифазных включений минералов высокого и низкого давления в зональных цирконах [12, 17] и гранатах [18], псевдоморфоз кварца по коэситу [18], образованию реакционных каемок симплектитовых срастаний биотита и К-полевого шпата в клинопироксенах и гранатах, каймам шпинели на гра-

натах, оболочкам графита на алмазах, хлорит-серицитово́й матрице вмещающих пород и многое другое.

6. Сингенетические поликристаллические нано включения в алмазах представлены оксидами: Si, Ti, Fe, Cr с примесями рассеянных элементов: Mg, Ca, Al, K, Na, S, P, Pb, Nb, Cl, Zn, Ni, а также Ca-Ti-содержащими цирконами, ThxOy, BaSO₄ [11], Si-P-K-стеклом с высоким содержанием Si и низким K (в гнейсах) и K-Si-CO₂ флюидных включений с высоким содержанием K и низким Si [14].

7. Углерод представлен алмазом, графитом, переходными формами со структурой алмаза, лонсдейлита, чаоита, альфа- и бета-карбинов и рентгеноаморфными скелетными формами. Морфологические типы алмазов - кубы, скелетные, розетковидные, сфероидальные кристаллы, двойники, агрегаты, реже октаэдр. Наблюдаются сингенетические сростания алмаза с лонсдейлитом и графитом [8]. Микроалмазы зональны - ядра и оболочки отличаются по морфологии и изотопному составу. Состав углеродного вещества сравним с таковым presolar нано алмазов.

8. Диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ (-8.9 до -27‰) алмазов сравним с $\delta^{13}\text{C}$ (-5 до -31‰) алмазов метеоритов. Алмазы из гнейсов имеют более легкие значения $\delta^{13}\text{C}$, чем таковые из карбонатных пород, что указывает на разные источники углерода. Значения $\delta^{13}\text{C}$ графита более легкие, чем алмаза, что исключает происхождение алмаза из графита для этого месторождения.

9. Изотопный состав He, особенно ^3He , в алмазах и метасоматитах месторождения аномальный [21]. Отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ варьируют от $(7 \times 10^{-1} \text{ до } 8 \times 10^{-9} \text{‰})$ [6, 7], что превышает значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для атмосферы Земли ($1.4 \times 10^{-6} \text{‰}$), солнечного ветра ($4.3 \times 10^{-4} \text{‰}$), MORB ($1.1 \times 10^{-5} \text{‰}$), мантийных магм ($> 10^{-5} \text{‰}$) [9, 21, 6, 7]. ^3He - изначальный компонент галактики, он был захвачен веществом кометы в космосе [13], т.е. ^3He имеет космогенную природу, а ^4He , Ne, Ar, Xe - радиогенное происхождение.

10. Высокие содержания N (до 3300 ppm), $\delta^{15}\text{N}$ (+5.3 до +25 ‰), H и Ni [5] в алмазах сравнимы с газами оболочек комет, алмазов хондритов, presolar алмазных зерен. Сохранность алмазов, их степень агрегации азота (тип Ib+1aA) и микро размеры отражают градиент скорости понижения температуры пород и кратковременный период кристаллизации алмазов.

Литература:

1. Байысбеков и др., 2008, <http://elib.kazntu.kz/sites/default/files/articles/>;
2. Вишневский, 2011, <http://www.proza.ru/2011/12/28/522>;
3. Зейлик, 1997, Геол. и разв. недр Казахстана, 3;
4. Лаврова и др., 1999, М., 228 с.;
5. Третьякова, МНК РМО, 2014;
6. Шуколюков и др. 1993, Петрология, 1;
7. Шуколюков и др. 1996, Геохимия, 1;
8. Шумилова, 1996. 49с.;
9. Anderson, 1993, Science, 261;

10. Clayton, An. Rev. Astr. Astroph., 2004, 42;
11. Dobrzhinetskaya et al., 2003, JMG, 21;
12. Hermann et al., 2001, CMP, 141;
13. Huss, 2005, Elements, 1;
14. Hwang et al., 2006, EPSL, 243;
15. Koeberl et al., 1998, GS London SP, 140;
16. Luykhin, 2012. Poster, 10th IKC-067, <http://lyukhin.ru>;
17. Okamoto et al. 2006, IGR, 48, 10;
18. Parkinson et al., 2000, Lithos, 52;
19. Pechnikov, Kaminsky, 2008, EJM 20;
20. Pechnikov, Kaminsky, Can. Min. 2011, 49;
21. Pleshakov, Shukolukov. 1994. In "Noble Gas Geochem.&Cosmochem". Tokyo.

УЛЬТРАСТРУКТУРА МИКРОСКОПИЧЕСКИХ ОНКОЛИТОВ ЧЕНЧИНСКОЙ СВИТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Троегубова И.Н., Колосов П.Н

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

Мощность карбонатных толщ неопротерозоя на юго-западе Якутии несколько сот метров. В разрезах присутствуют потенциальные карбонатные коллекторы нефти и газа [1], а также слои глинистых пород и плотных доломитов – возможных покрышек. Тем не менее, в позднедокембрийских карбонатных толщах региона не обнаружены крупные залежи. Одной из возможных причин является слабая изученность карбонатных пород, в которых прогнозирование коллекторов углеводородов значительно сложнее, чем в терригенных отложениях. Оработка приёмов установления в регионе в разрезах рифея и венда органических толщ – потенциальных карбонатных коллекторов нефти и газа, а также выяснение гидродинамических условий осадконакопления путём изучения онколитов имеет большое практическое значение [1]. Онколиты служат показателями высокоэнергетической водной среды осадконакопления. Их конфигурация зависит не только от формы ядра, но и от стабильности и энергии движения воды. При постоянном перекачивании образуются шаровидные онколиты, имеющие равномерную концентрическую слоистость.

На юго-западе Якутии широко распространены неопротерозойские отложения, представленные преимущественно карбонатными породами. В разрезах присутствуют слои и пачки известняков и доломитов, местами массивные, неясного генезиса. Одним из районов, где хорошо обнажены неопротерозойские отложения является Уринское поднятие. Наряду с терригенными породами здесь в разрезе значительна доля карбонатных пород. Они представлены известняками и долами-

тами. В одних слоях органогенное происхождение этих пород легко устанавливается при наличии биогермов, биостромов и строматолитов, а в других – нет. Многочисленные слои, представленные онколитовыми известняками и доломитами. Наряду с ними в разрезе, например, в верхней половине ченчинской свиты, имеются не только отдельные слои, но и пачки слоёв, в которых присутствуют микроскопических (менее 1 мм) размеров онколиты, которые трудно различимы во вмещающей породе. Поэтому такие породы описываются как «онколитоподобные» [2]. Их исследование на СКАНе оказалось результативным.

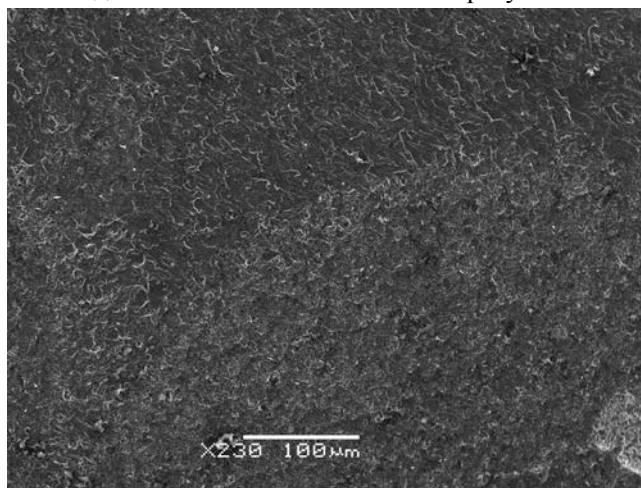


Рис. 1. Контакт онколита с вмещающей породой. Видна мозаичная ультраструктура вмещающей породы

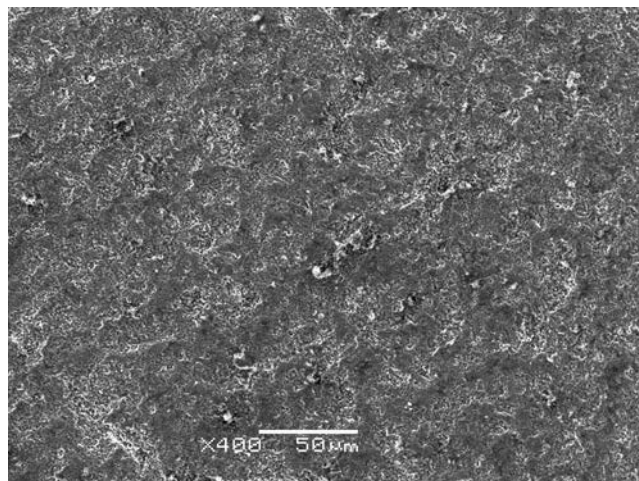


Рис. 2. Сгустковая ультраструктура онколита

Приведем характеристику ультраструктур онколитов и вмещающих их пород. Отличительной особенностью онколитов ченчинской свиты является то, что они подвергнуты сильным вторичным изменениям, в результате чего стали шаровидными радиально-лучистыми (типа "астеросфаероидес") или зональными с концентрической слоистостью (типа "радиозус"). Часто в шлифах четко наблюдается оолитообразование по онколитам.

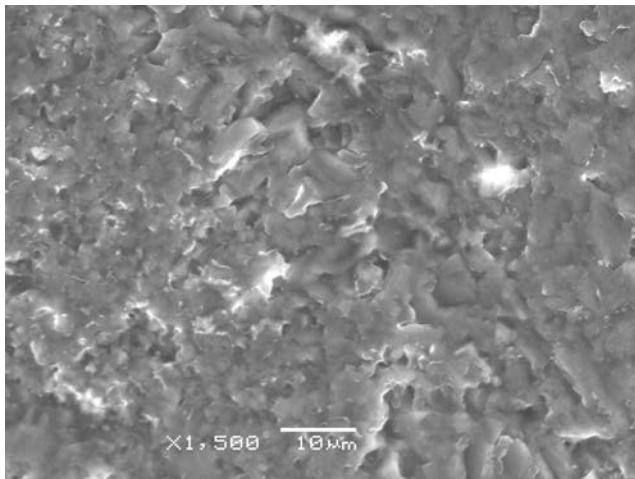


Рис. 3. Рыхло упакованные кристаллы доломита на контакте между онколитом и вмещающей породой.

В качестве примера микроскопических онколитов мы приводим наиболее характерный образец (№ 600-68), в котором эти неприкрепленные органогенно-седиментационные образования во вмещающем доломите трудно различимые. Онколиты шаровидные, диаметром 0.54 мм, с вмещающей породой имеют расплывчатую границу (рис.1). Ультраструктура онколитов сгустковая (рис. 2), а вмещающей породы—мозаичная (рис.1). Порода, слагающая онколиты, представлена мелкими (2-4 мкм) кристаллами округлой формы. Тогда как у вмещающей породы кристаллы крупнее (5-7 мкм), имеют продолговатую форму. Непосредственно на контакте кристаллы размерами 8-10 мкм, т.е. они крупнее указанных, и упакованы рыхло (рис. 3). Такие контактные места в онколитовых карбонатных породах благоприятны для циркуляции флюидов. Мелкий размер шаровидных онколитов свидетельствует о низкоэнергетической водной среде осадконакопления.

Литература

1. Колосов П.Н. Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 43-49.
2. Ушакова А.И. Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979. С. 15-22.

ДАЙКИ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ ТАКАЛКАНСКОГО РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Трунилина В.А.

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

Соотношение и взаимодействие основного и гранитоидного магматизма – одна из наиболее активно обсуждаемых проблем современной петрологии. Возможность смешения контрастных по составу магм с образованием широкого спектра гибридных пород в настоящее время признается большинством исследователей. Принято различать два крайних типа смешения магм: *mingling* - механическое смешение без существенного химического взаимодействия и *mixing* - полная гомогенизация смешивающихся магм с образованием гибридного расплава промежуточного состава. [4]. Наиболее ярким проявлением минглинга считаются комбинированные (композитные) дайки. Выделяют два главных их типа: 1) дайки с мафическими краевыми зонами, салической центральной и переходными зонами, образовавшимися в результате взаимодействия базальтоидного и гранитоидного расплавов; 2) дайки с салическими краевыми зонами и базитовой центральной. Предполагается, что дайки первого типа сформированы в результате внедрения кремнекислой магмы в центральную, не до конца раскристаллизованную часть дайки основного состава, тогда как второй тип даек рассматривается как результат одновременного внедрения двух контрастных по составу магм [2, 6].

Композитные дайки Такалканского рудно-магматического узла, локализованного в юго-западной части Полоусненского синклиория. Здесь сложно дислоцированные песчано-глинистые отложения верхнего триаса и средней юры интродуцированы гранитоидными массивами, к выходам которых приурочены рудопроявления Sn касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций, W, Be, Au. В центре узла расположен Такалканский массив щелочно-полевошпатовых гранитов А-типа, к западу от него – Коханахский массив гранодиорит-гранитного состава, к востоку – Кинели-Тасский массив диоритов – плагиогранитов [3]. Среди даек Такалканского узла установлены догранитоидные дайки нормального ряда от основного до кислого состава, постгранитоидные дайки субщелочного ряда и завершающие магматическую деятельность лампрофиры щелочно-базальтовой формации [1]. Максимальное сгущение таких даек установлено в пределах Такалканского массива (около 80). В самой насыщенной ими свите на интервале 450м насчитывается 15 даек с промежутками между ними от 5 м до 110 м. Дайки субпараллельные, мощностью от 0,5 до 22 м, обычно круто (80°) падающие на северо-запад. Среди них установлено несколько тел сложного состава. Детально изучены минералого-химические особенности дайки (разрезы по рч. Ненадежный и Осенний) и наиболее обнаженной дайки р. Такалкан.

Мощность их от 12 м до 18 м. Они имеют близкое строение и представляют собой композитные дайки первого типа.

Зальбанды даек на мощность до 1 м сложены почти афировыми базальтами с единичными вкрапленниками клинопироксена. К ним примыкают зоны по 1–1,5 м порфирового пироксен-биотитового или пироксен-биотит-амфиболового долерита. Породы массивные и такситовые, с порфировой и серийно-порфировой структурой, долеритовым сложением гломеровых сростков и диабазовой, пилотакситовой, гиалопилитовой, иногда интерсертальной основной массой. В порфировых выделениях наблюдаются почти нацело замещенный серпентин-хлоритовыми агрегатами клинопироксен; оливин, по которому развиты псевдоморфозы серпентина, талька, изотропного бурого вещества и карбоната; интенсивно сосюритизированный основной плагиоклаз ($82 \rightarrow 60\% \text{ an}$). Более мелкие выделения сложены зональным бурым биотитом. Основная масса существенно полевошпатовая, с интерстиционным кварцем.

Наиболее крупные вкрапленники представлены высококальциевым магнезиоавгитом ($f = 11\text{--}22\%$), как правило, с повышенным содержанием Cr_2O_3 . Расчеты по программе WinPyrox [7] дают довольно широкий диапазон температур и давлений при его кристаллизации. Наиболее стабильные результаты получены по методике [5]. Они определяют температуры кристаллизации в $1201\text{--}1238^\circ\text{C}$ и давление до 1,4 ГПа. Оливин по единичным реликтам имеет состав форстерита близкой железистости ($f = 12,7\%$). По пироксену развиты псевдоморфозы магнезиальной роговой обманки или эденита с $f = 28\text{--}46\%$ и повышенным (до 1,5%) содержанием Cl при низком – F (0,05–0,25%). В близповерхностных условиях они, в свою очередь, вытесняются каннилоитом или ферриканнилоитом. Биотит вкрапленников магнезиальный ($f = 24,1\text{--}24,5\%$, $T = 1100^\circ\text{C}$), бедный хлором (сотые %) и обогащенный фтором (0,72–0,74%). Биотит основной массы более железистый ($f = 47\text{--}49,6\%$) и уже с высоким содержанием Cl (1,28–1,38%) и низким – F (0,1–0,4%). Плагиоклаз основной массы представлен лабрадором (61–55% *an*). В интерстициях присутствует небольшое количество калинатрового полевого шпата (*ort* 54–66 *ab* 43–30 *an* 3–4) с температурой образования около 700°C .

Центральные зоны даек (2–4 м) сложены риолит- и риодацит-порфирами, переходящими в гранит- и гранодиорит-порфиры. Контакты их с породами переходной зоны отчетливые, но без зон закалки. Породы массивные и флюидалные, с фельзитовой, микропойкилитовой, сферолитовой, микрогранитной и микропегматитовой основной массой. Вкрапленники представлены санидином, высоким ортоклазом, кварцем и, реже, биотитом. Присутствуют многочисленные угловато-округлые включения пироксена и основного плагиоклаза и их сростки. Пироксен в них представлен субкальциевым магнезиоавгитом, идентичным таковому пород краевых и переходных зон: $f = 12\text{--}42\%$, $T = 1109\text{--}1188^\circ\text{C}$, $P = 1,4\text{--}0,7$ ГПа. Амфибол – магнезиальная роговая обманка – наблюдался только в псевдоморфозах по включениям пироксенов. Встречены единичные зерна реститового

чермакита, характерного для коровых магмоформирующих субстратов. Биотит преимущественно железистый, умеренно глиноземистый ($f = 52\text{--}69\%$, $al' = 18\text{--}20\%$), близкий по составу биотиту переходных зон. Он кристаллизовался при температурах $730\text{--}680^\circ\text{C}$, в условиях умеренных значений активности кислорода.

Таким образом, геологические взаимоотношения, вариация составов породообразующих минералов и петро- и геохимических особенностей слагающих композитные дайки узла пород свидетельствуют об интенсивном взаимодействии базальтоидного и гранитного расплавов в процессе их становления. В результате этого взаимодействия образовались гибридные породы, состав которых варьирует от монзонитов до сиенитов. Учитывая отсутствие зон закалки между породами разных зон композитных даек, температуры смешивающихся расплавов должны были быть относительно близкими. Состав ранней ассоциации минералов в краевых зонах даек соответствует кристаллизации из основного расплава при температурах до 1238°C и давление до 1,4 ГПа, тогда как расчетный уровень генерации гранитного расплава около 0,8 ГПа при температуре до 990°C , а расчетные температуры и давления его кристаллизации – до 0,5 ГПа и 900°C , что уже близко параметрам кристаллизации амфибола и биотита в зонах основного состава.

Смешение расплавов имело место уже в коровых условиях, и, по-видимому было обусловлено подъемом сначала частично раскристаллизованного основного, а затем гранитного расплавов вдоль общих магмоподводящих каналов. При этом происходило как механическое (минглинг), так и химическое (миксинг) их взаимодействие.

Литература:

1. *Индолев Л. Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 194 с.
2. *Скляр Е. В., Федоровский В. С.* Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, N 2. С. 47–64.
3. *Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П.* Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: изд-во Якутского научного центра СО РАН, 1996. 132 с.
4. *Didier J., Barbarin B.* Enclaves and Granite Petrology // In: Developments in Petrology. 13. Amsterdam-Oxford-New-York-Tokyo: Elsevier, 1991, p.545-549.
5. *Putirka K.* Thermometers and Barometers for volcanic systems / Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, 2008, v. 69. P. 61–142. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia.
6. *Wiebe R. A., Ulrich R.* Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, central Main / Lithos. 1997. Vol. 40. №2-4. P. 157-178.
7. *Yavuz F.* Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculationclassification and thermobarometry // American Mineralogist, 2013, v. 98. P. 1338–1359

ОСТАТОЧНОЕ ДАВЛЕНИЕ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ КОЭСИТА И ОЛИВИНА В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ МИКРО-СПЕКТРОСКОПИИ КР

Угапьева С.С.¹, Горяйнов С.В.², Афанасьев В.П.²

¹ - *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,*

² – *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Алмазы богаты разнообразными минеральными включениями, которые своими типоморфными особенностями отражают условия роста алмазов, в том числе давление [3]. Система «алмаз-включение», будучи равновесной при росте, становится неравновесной после подъема алмаза на дневную поверхность по причине декомпрессии: из-за разницы в параметрах объемного расширения включения находятся в алмазах под высоким давлением, отражающим давление образования системы «алмаз-включение» [1]. Величину давления можно установить по различиям в спектрах КР, зафиксированных для включения внутри алмаза под давлением и на поверхности алмаза, когда давление сброшено.

В данной работе приводятся новые данные по исследованию остаточного давления во включениях оливина и коэсита, рассчитанные методом микро-спектроскопии КР для алмазов из тр. Мир, Айхал, Удачная. Образцы представлены из коллекции института ИГАБМ СО РАН. Алмазы являются кристаллами I разновидности по минералогической классификации Ю.Л. Орлова. Для проведения аналитических работ из кристаллов алмаза выпилены пластины толщиной около 1,5 мм по направлению [110].

Включения коэсита октаэдрической формы выявлены в одном образце из тр. Мир, расположены в центральной части алмаза-матрицы. Оливины определены в трех образцах из тр. Айхал, Удачная, представлены кристаллами октаэдрической и призматической формы. Изометричная форма характерна для включений оливина, находящихся вблизи оси L4 алмаза-матрицы. Включения оливина призматической формы удлинением ориентированы вдоль октаэдрических ребер алмаза.

Спектры КР (Raman spectra) регистрировались на спектрометре LabRam HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon с 1024-канальным LN/CCD-детектором. КР спектры возбуждались излучением длиной волны 532 нм и мощностью 50 мВт твердотельного неодимового лазера [2, 4, 5]. Спектры КР получены как для включения, которое выведено на поверхность, так и для минерала-узника, находящегося в глубине алмаза-матрицы.

Анализ напряженных включений в алмазах методом микро-спектроскопии КР проводились с учетом того, что химический состав включений одного минерала в объеме матрицы одинаковый. Полученные при комнатной температуре спектры КР включений в алмазе приведены на рис. 1 и 2, в которых сравниваются спектры напряженных и ненапряженных включений, где последние выведены на свободную поверхность. Наиболее интенсивные полосы валентных колебаний SiO₄-

групп в спектре оливина наблюдались в виде дублета с максимумами около 825 и 857 см^{-1} (рис. 2).

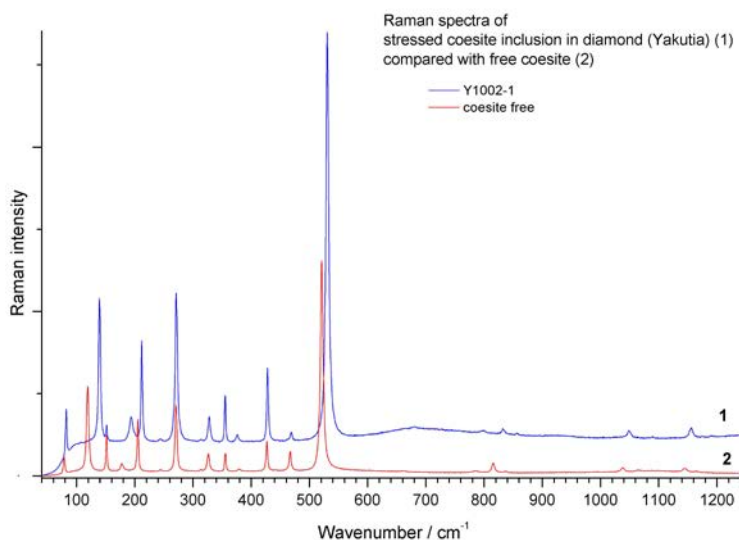


Рис. 1. Спектры КР напряженного (1) и выведенного на свободную поверхность коэсита (2) в алмазе из тр. Мир (Обр. 1002).

Включения коэсита в алмазе. В алмазе из тр. Мир с парой включений коэсита малое включение (60 $\mu\text{м}$ -максимальный диаметр) содержало большее внутреннее давление и использовалось для микроанализа (рис. 1). Отметим, что в алмазе вокруг этого малого включения были найдены 2 микротрещины, которые могут несколько ослаблять внутреннее давление, законсервированное во включении. Наблюдались упругие касательные напряжения в алмазе вокруг этого включения, что говорит о высокой степени консервации напряженного включения. Наиболее интенсивная полоса коэсита при 521 см^{-1} имеет значительную скорость сдвига $2.9 \pm 0.1 \text{ см}^{-1}/\text{ГПа}$ [6]. В данном исследовании эта полоса использована для измерения внутреннего давления во включении P_i . КР спектры коэсита (рис. 1), полученные от нескольких точек малого коэситового включения, дали максимальный сдвиг полосы 521 см^{-1} на величину $\Delta\nu = 9.53 \pm 0.5 \text{ см}^{-1}$, который соответствует внутреннему давлению во включении $P_i = 3.29 \pm 0.2 \text{ ГПа}$, вычисленному по формуле, обратной к соотношению: $\nu = 521.0 + 2.9P_i$ (ГПа). Используя схему расчета механических напряжений в системе коэсит-алмаз, описанную в работе [8], нами выполнен расчет давления рождения алмаза из тр. Мир $P_f = 5.0 \pm 0.5 \text{ ГПа}$ при температуре его роста 1200 $^{\circ}\text{C}$.

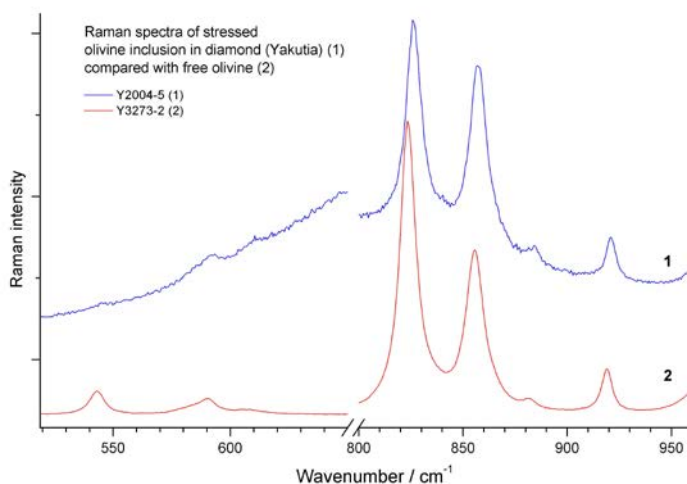


Рис. 2. Спектры КР напряженного (1) и выведенного на свободную поверхность включений оливина (2) в алмазах из тр. Айхал (Обр. 2004) и Удачная (Обр. 3273).

Включения оливина в алмазе. Дублет самых интенсивных полос оливина при ~ 825 и 857 см^{-1} имеет значительную скорость сдвига по давлению 2.81 ± 0.09 и $2.69 \pm 0.12 \text{ см}^{-1}/\text{ГПа}$, что проявляется в виде увеличенных значений частот полос в напряженных включениях. Анализ спектров КР показал, что эти полосы имели максимальные сдвиги по частоте для включения Y-2004-5: 826.14 и 857.17 см^{-1} . Именно этот дублет был использован для определения остаточного давления P_i в оливиновом включении, причем частоты для нулевого давления (т.е. для ненапряженного включения, обр. 3273) были найдены экспериментально по КР спектрам оливинового включения, выведенного на поверхность: ~ 823.47 и 855.71 см^{-1} . КР спектры, полученные от оливинового включения Y-2004-5 (рис. 2), дали максимальный сдвиг каждой из полос дублета на величину $\Delta\nu = 2.67 \pm 0.2$ и $1.46 \pm 0.2 \text{ см}^{-1}$, что соответствует внутреннему остаточному давлению во включении $P_i = 0.41 \pm 0.05 \text{ ГПа}$, вычисленному по формулам работ [7, 9]. Согласно Израели (1999) [8] по этому остаточному давлению во включении можно оценить давление рождения алмаза, которое по нашим расчетам составляет $P_f = 4.8 \pm 0.5 \text{ ГПа}$ при температуре его роста 1200°C .

Таким образом, обе системы включение-матрица дали близкие результаты для величины давления роста кимберлитового алмаза Якутии. Такие условия указывают на вероятную глубину зарождения алмазов не менее 165 км . По особенностям морфологии включений и рассчитанным значениям остаточного давления, включения сингенетичны с алмазной матрицей.

Литература:

1. Х. Каги, Ш. Одаке, С. Фукура, Д.А. Зедгенизов. Определение глубины образования алмаза методом спектроскопии КР: разработка и приложение метода // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, №12. С. 1524 – 1529.
2. Т.Н. Мороз, С.В. Горяйнов, Н.П. Похиленко, Н.М. Подгорных. Кристаллическое и аморфное вещество в челябинском метеорите по данным КР спектроскопии.// Доклады Академии наук, 2014, том 457, № 1, с. 81–84.
3. Dobrzhinetskaya L., Green H.W., Wang S. Alpe Arami: A peridotite massif from depths of more than 300 km // Science. 1996. V. 271. P. 1841–1845.
4. Goryainov, S.V., Krylov, A.S., Pan, Yu., Madyukov, I.A., Smirnov, M.B., and Vtyurin, A.N. (2012) Raman investigation of hydrostatic and nonhydrostatic compressions of OH- and F-apophyllites up to 8 GPa. Journal of Raman Spectroscopy, 43, 439–447.
5. Goryainov, S.V., Likhacheva, A.Y., Rashchenko, S.V., Shubin, A.S., Afanas'ev, V.P., and Pokhilenko, N.P. (2014) Raman identification of lonsdaleite in Popigai impactites. J. Raman Spectrosc., 45, 305–313.
6. Hemley R.J. Pressure dependence of Raman spectra of SiO₂ polymorphs: α -quartz, coesite, and stishovite // High-Pressure Research in Mineral Physics (eds. M.H. Manghnani and Y. Syono), Tokyo: Terra Scientific, 1987. P. 347–359.
7. Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O. Raman barometry of diamond formation // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 173. P. 351–360.
8. Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., Shu J., Hemley R.J., Mao H.K., Boyd F.R. Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2000. V. 97, no. 22. P. 11875–11879.
9. Yasuzuka T., Ishibashi H., Arakawa M., Yamamoto J., Kagi H. Simultaneous determination of Mg# and residual pressure in olivine using micro-Raman spectroscopy. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2009, 104, 395–400.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРЕПЛЕНИЯ РЕЗЦОВ БУРОВЫХ КОРОНОК

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Исторически сложилось, что развитие способов и средств разрушения горных пород шло через смену старого инструментального материала на материал нового поколения: камня на железо (сталь), железа на твердый сплав и алмаз [1]. По аналогии можно предположить, что со временем твердый сплав и алмаз также сменят инструментальные материалы нового поколения, тем более, что уже сегодня появ-

вились первые прообразы таких материалов как фуллерен, диборид бора, агрегированные поликристаллы алмаза, наноккомпозит кубического нитрида бора (наноКНБ) и др. Отличаясь от алмаза и твердого сплава повышенными рабочими характеристиками, они стали одновременно труднопаяемыми и плохосвариваемыми. Однако в аспекте возможности крепления резцов из новых инструментальных материалов наиболее предпочтительным из известных неразъемных соединений является сварка диффузионным способом в вакууме.

Пайка и сварка обладают многими достоинствами, среди которых экономия инструментального материала и предельная компактность собранного инструмента, особенно необходимая в условиях колонкового бурения. В основном, благодаря этим достоинствам пайка получила широкое развитие как в сторону повышения производительности процесса пайки, так и снижения термических напряжений паяного и сварочного швов. Тем не менее, из-за значительного различия коэффициентов теплового расширения (КТР) инструментального материала и стали внутренние напряжения в паяном шве остаются. К тому известные приемы и способы борьбы с наведенными внутренними напряжениями дают только разовый эффект, так если при работе паяный шов нагреется от трения свыше 400-500°C, то после работы, т.е. охлаждения, из-за различия КТР снова будут наведены первоначальные внутренние напряжения, которые сводят на нет все работы по устранению этих напряжений. Следовательно, пайка практически не дает возможности полностью использовать потенциальную работоспособность новых сверхтвердых термостойких материалов в условиях высоких температур при резании и ударном разрушении горных пород.

В настоящее время в металлообработке до 80% режущего инструмента имеет механическое крепление резцов, которое не только не имеет вышеупомянутые недостатки пайки, но и обеспечивает переустановку режущих пластин на изношенные кромки. Еще до недавнего времени считалось, что существенным недостатком сменных многогранных пластин считалось невозможность оптимизации геометрии лезвия резцов. Однако в последние годы исследования ученых показали, что многогранные пластины с криволинейными лезвиями позволяют увеличить производительность резания в 2-3 раза [2]. Все это говорит о перспективности механического крепления труднопаяемых режущих элементов и в породоразрушающих инструментах, в частности, в буровых коронках.

В последние годы значительный рост доли труднообрабатываемых материалов в машиностроении обусловил возрастающую необходимость в современном инструментальном материале с повышенными эксплуатационными характеристиками. К таким материалам можно отнести разработанный и выпускаемый в ООО «Микробор Композит» наноКНБ, обладающий высокой твердостью (72 ГПа), ударпрочностью и термостойкостью (1500°C) [3]. Благодаря таким уникальным свойствам наноКНБ может обрабатывать даже твердые сплавы с ударной нагрузкой. Наиболее высокие результаты обработки различных материалов наноКНБ,

как и твердые сплавы, показывает при механическом креплении к державке с возможностью переустановки на неизношенные кромки. Только благодаря этому применение дорогих сверхтвердых материалов в металлообработке дает до 60% экономической эффективности [3]. Таким образом, применение наноКНБ в резании горных пород ставит новую проблему – проблему механического крепления резцов в породоразрушающих инструментах с возможностью их переустановки по мере износа рабочих кромок.

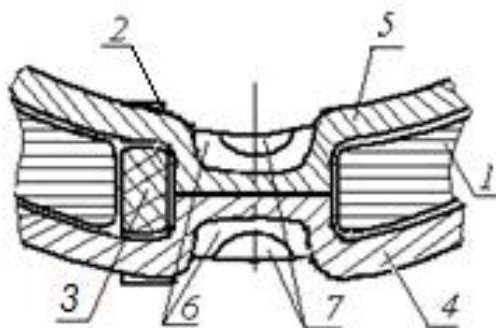


Рис. 1. Крепление к корпусу кольцевой коронки пластин-резцов с хвостовиком типа «ласточкин хвост».

Пути решения этой проблемы можно найти в известных механических разъемных способах крепления алмазно-твердосплавных пластин к корпусу буровых коронок [4]. В Институте в этом направлении есть первые обнадеживающие результаты. Разработаны новое пазовое соединение для кольцевых буровых коронок и на его основе механическое крепление пластинчатых резцов с хвостовиками по типу «ласточкин хвост», на которые получены патенты РФ №№ 2520646, 2510449. Крепление состоит из соединяемых деталей корпуса коронки 1 и пластинчатых резцов 2 с хвостовиком 3, охватывающего наружного 4 и внутреннего 5 колец, распирающих резцы 2. Впадины 6, образованные охватывающим и внутренним кольцами, сообщаются с промывочными каналами 7 на корпусе коронки (рис. 1).

Разработаны также различные варианты клинового крепления пластин-резцов к корпусу буровой коронки (рис. 2). Резец 1 вставляется в прямоугольный паз с боковой опорной стенкой 2 и зажимается через промежуточную стенку 3 со сбегающей стороны двускосным клином 4, выполненным с углом самоторможения (конус Морзе, рис. 2, а). После запрессовки клина для удержания его в рабочем положении закручивается винт 5, который может быть зафиксирован чеканкой, или припаянным или приваренным стопором. Для повышения гибкости промежуточной стенки могут быть выполнены тонкие пропилы 6 и 7. Однако выполнение

пропилов 6 и 7 автоматически исключается, если выполнить клин 4 односкосным с углом конуса Морзе и запрессовать его без промежуточной стенки 3. При установке на неизношенные кромки стопоры удаляются, винт ослабляется, после этого клин освобождается специальным инструментом. На рис. 2 б изображено крепление обратным клином 8, который фиксируется подклинком 9. Крепление обратным односкосным клином 10 с углом скоса равным углу установки резцов и его фиксация подклинком показано на рис. 2 в. Наиболее простым конструктивно и технологичным является крепление коническим штифтом 11 (рис. 2 г). Для более равномерной передачи усилия распора выполняются разгрузочные щель 12 и отверстие 13, а также крепление резцов может быть осуществлено несколькими штифтами.

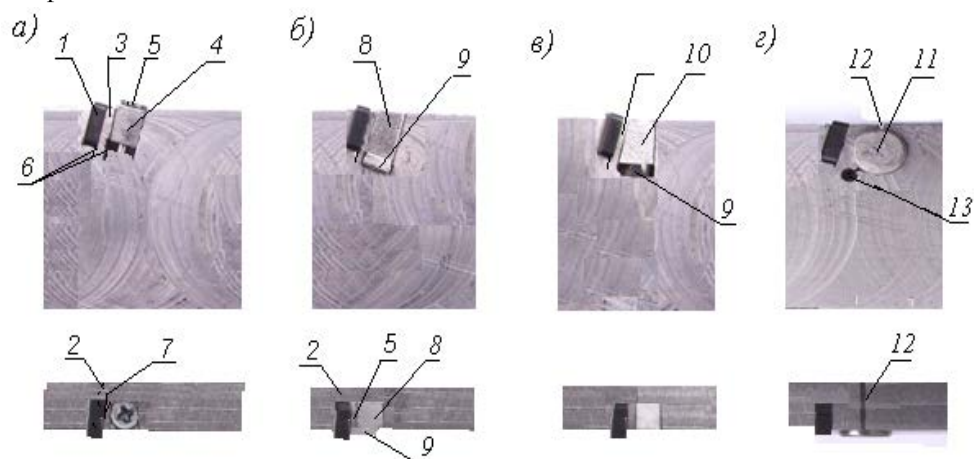


Рис. 2. Варианты крепления пластин-резцов клиновым способом: а - крепление двухскосным клином с углом самоторможения и фиксация последнего винтом; б - крепление обратным клином и фиксация последнего подклинком; в - крепление обратным клином с углом скоса равным углу установки резцов; г - крепление коническим штифтом.

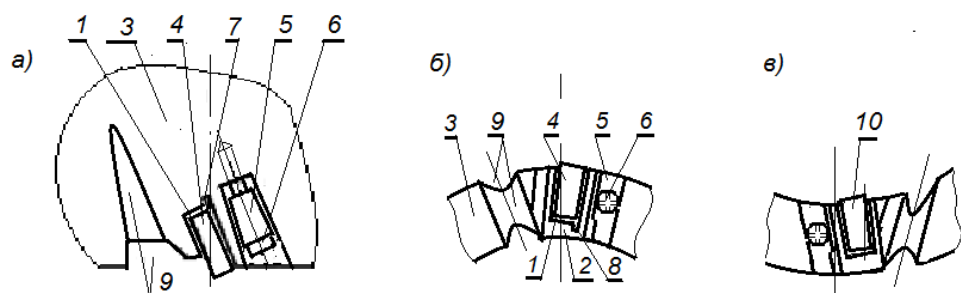


Рис. 3. Пример крепления к корпусу кольцевой коронки пластин-резцов клиновым соединением.

Пример крепления скважино- и кернообразующих резцов на коронке по рис. 2 а показан на рис. 3. В паз 1 с боковой подпорной стенкой 2 в корпусе коронки 3 устанавливается четырехугольная скважинообразующая режущая пластина 4 и поджимается двускосным клином 5 с углом самоторможения (угол Морзе). Клин фиксируется винтом 6 (на рис. 3 стопоры винта не показаны). Для равномерного поджатия резцов выполняются у основания промежуточной стенки пазы неглубокие тонкие пропилы 7 и 8. Продукты разрушения выносятся через промывочные пазы и каналы 9. Кернообразующие резцы 10, как и все элементы крепления, устанавливаются по внутреннему диаметру коронки и крепятся, как и скважинообразующие.

Литература

1 Фёдоров Л.Н. Прогноз развития разрушения горных пород: основные проблемы и задачи [Текст] /С.А. Ермаков, Л.Н. Фёдоров //Наука и образование. – 2013. - №1. С. 28-32.

2. Артамонов Е.В. Повышение работоспособности сборных режущих инструментов на основе исследования напряженно-деформированного состояния и прочности сменных твердосплавных пластин [Текст] / автореф. дисс. на соискан. уч. степ. докт. технических наук. – Томск. – 2003. – 31 с.

3. http://www.microbor.com/index.php?option=com_content&view=article&id=56&lang=ru (Обращение: 14.02.2015).

4. 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. – С. 839.

ПРИМЕНЕНИЕ БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ ПРИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

¹Фирсов А.П., ¹Злыгостев И.Н., ¹Савлук А.В., ¹Вайсман П.А., ²Вальд А.К.,
¹Дядьков П.Г., ¹Колесов А.С., ¹Шеремет А.С.

1. *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*
2. *Сибирский федеральный университет, г. Красноярск*

Повышение ресурсной базы полезных ископаемых требует проведения более детального геологического исследования плохо изученных территорий в труднодоступных местностях, в тяжелых климатических условиях. Все большую роль в мире приобретают геофизические исследования, позволяющие локализовать объекты для последующего детального геологического изучения. На всех этапах геофизического изучения территории используется магниторазведка. Стоимость на-

земной съемки единицы исследуемой территории намного выше, чем при аэрогеофизических исследованиях. Именно поэтому затраты на аэрогеофизические методы исследований в мире растут. В регионах с редкой сетью аэродромов стоимость аэрогеофизических исследований велика и становится экономически неоправданной для поиска средних и мелких месторождений. Открываемые перспективные участки могут не окупить затраты на геолого-геофизическое изучение территории. В настоящий момент отсутствуют методы, имеющие производительность аэрогеофизических при меньшей стоимости. Совершенно очевидно, что возникла потребность в «технической революции» в этой области.

Естественно предположить, что основой для такой системы должны стать беспилотные летательные аппараты (БПЛА). Подобная система создана в Германии [1] на беспилотном вертолете с размером лопасти 2 м, но она имеет уровень магнитных помех около 10 нТл, что значительно сокращает область ее применения в геофизических исследованиях. Есть упоминания о применении автожиров для геофизических работ. Однако все эти носители требуют создания взлетно-посадочной инфраструктуры.

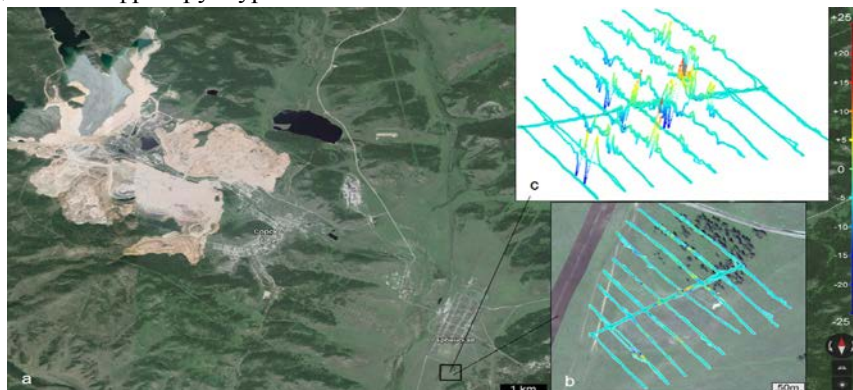


Рис. 1. Схема Ербинского нека: (а) Сорский ГМК. (б) Снимок Ербинского нека со схемой профилей магнитной съемки. (с) Магнитное поле, измеренное ВМК

В 2014 году в ИНГГ СО РАН был разработан опытный образец аэрогеофизического комплекса с высокочастотным магнитометрическим каналом (ВМК), размещенным на борту БПЛА сверхлегкого класса, который не требует никакой инфраструктуры. Летающая платформа комплекса представляет собой мультиротор оригинальной конструкции со стандартным автопилотом. Полеты выполняются в автоматическом и ручном режимах управления. Общий взлетный вес комплекса составляет около 7 кг. Измеритель индукции магнитного поля Земли выполнен на базе магнитомодуляционного преобразователя с полосой пропускания 3 кГц. Общий уровень магнитных помех магнитометрического канала при работе в составе комплекса не превышает 1 нТл. Уровень магнитных шумов измерительной части, измеренный в условиях естественного магнитного поля Земли вдали от

промышленных объектов и линий электропередач, не превышает 0.2 нТл. Частота измерений созданного магнитометрического канала 1.5 кГц (число достоверных двоичных разрядов 22), что превышает предельную частоту современных квантовых и протонных магнитометров. Чувствительность магнитометрического канала в 70 пТл хуже, чем у протонных или квантовых магнитометров, составляющая всего 10–15 пТл. Однако в дальнейшем будет показано, что это не влияет на точность и достоверность получаемой геологической информации.

В 2014 году первые образцы аэрогеофизического комплекса с магнитометрическим каналом были испытаны на геологическом полигоне в Хакасии и при археологических исследованиях в Новосибирской области. Все опытные работы с использованием аэромагнитного комплекса на базе легких БПЛА в 2014 году проводились параллельно со стандартной наземной магнитометрической съемкой протонным магнитометром.

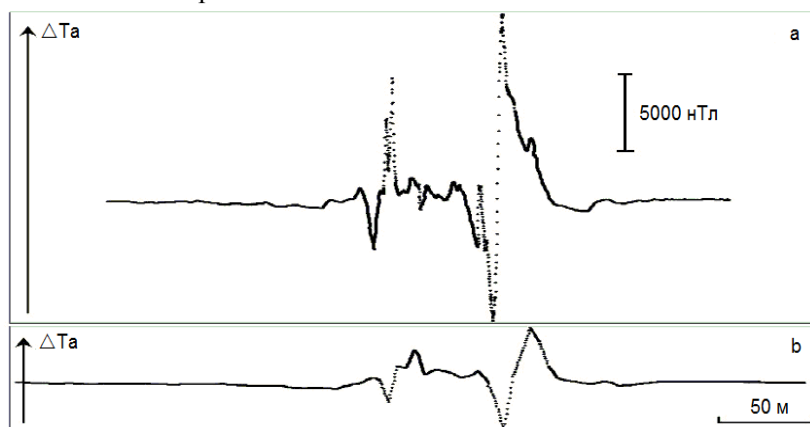


Рис. 2. Аномальное магнитное поле ΔT_a вдоль профиля: (a) BMK; (b) POS-1

Проведенные исследования на археологическом кургане в Венгеровском районе Новосибирской области показали, что с помощью BMK на БПЛА можно уверенно находить артефакты с аномальным полем более 5–10 нТл. Аномалии, найденные с помощью наземной съемки с использованием протонного магнитометра MPOS-1, обнаружены с БПЛА.

В Хакасии были исследованы объекты: железорудное проявление «Самсон», Cu-Mo рудопоявление «Алексеевское», Ербинский нект ультраосновных щелочных пород, «Сохокульское» нефтепроявление.

Производительность работ с БПЛА оказалась на порядок выше наземной съемки. За счет высокой частоты получения и обработки сигнала данные по магнитному полю, полученные с помощью БПЛА, в целом совпадая с данными наземной съемки, превосходили их по детальности. Наземная съемка проводилась на разных объектах по профилям через 30–50 м и расстоянием между точками наблюдения 5 м. Съемка с помощью БПЛА проводилась по этим же профилям.

При частоте 125 Гц и скорости полета 2–5 м/с точки наблюдения находились на расстоянии около 2.5 см.

Сравнение данных по совпадающим профилям на разных участках при изучении Ербинского некка анкаратритов (рис. 1) показало, что данные по магнитному полю разработанного высокочастотного магнитометра имеют существенно более сложную структуру: больше экстремумов с большей амплитудой (рис. 2). Необходимо было проверить соответствие значений, измеренных разными способами. Для этого данные, полученные с помощью аэромагнитного комплекса, последовательно усреднялись по длине профиля в 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128 раз. При усреднении в 64 раза экстремумы по совпадающим профилям совпали по количеству, но были в некоторых случаях смещены на несколько метров, а их амплитуда несколько выше, чем у данных наземной съемки протонным магнитометром (рис. 2). Простая модель показывает, что главную роль в этом сыграла существенно большая детальность отсчетов по магнитному полю в аэромагнитном комплексе. При ширине магнитных аномалий, сравнимых с шагом на профиле, невозможно каждый раз попадать на точку перегиба значения магнитного поля, что сдвигает измеренный экстремум относительно его реального положения и уменьшает его амплитуду. Важно следующее: так как величина аномалий магнитного поля на порядки больше чувствительности приборов, определяющим для точности описания магнитного поля является не точность прибора, а его рабочая частота. Это позволило выявить сложную геологическую структуру Ербинского некка, считавшегося до этого изометричным однородным телом.

При исследовании Алексеевского месторождения также получена очень хорошая сходимость данных, полученных с помощью БПЛА и наземной съемки (рис.3).

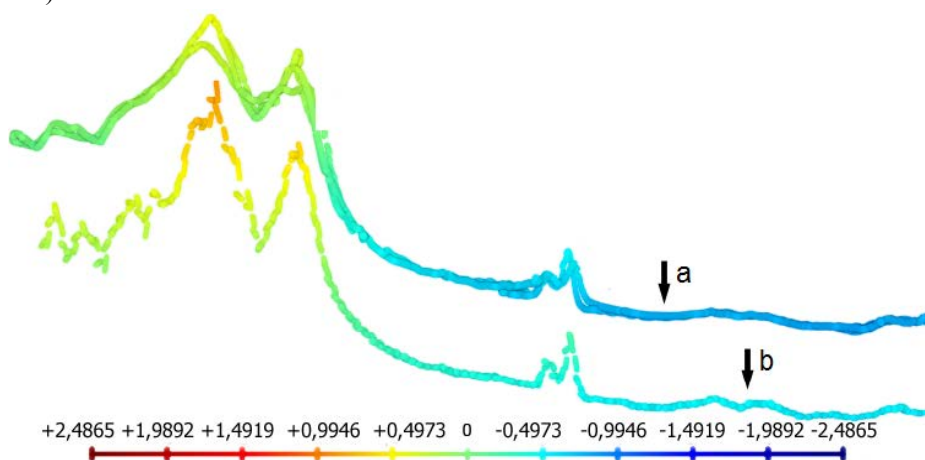


Рис. 3. Сравнение данных по магнитному полю:
(а) съемка с БПЛА за два пролета; (б) наземная съемка

В целом, использование БПЛА и его системы навигации позволяет с любой детальностью исследовать интересующий объект.

Литература:

1. Tezkan B., Stoll J.B., Bergers R., Großbach H. Unmanned aircraft system proves itself as a geophysical measuring platform for aeromagnetic surveys // First Break, 2011. Vol. 29, No 4. – P. 103–105.

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОЛИГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Фридовский В.Ю.^{1,3}, Гамянин Г.Н.^{1,2}

¹ *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск (710933@list.ru)*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, г. Москва (ggn@igem.ru)*

³ *СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск³*

Полигенное оруденение отражает длительную проницаемость и эндогенную активность земной коры. Совмещение разных типов оруденения в пределах единых многоэтапно активизированных тектонических структур является важным признаком крупных месторождений [1, 3]. В Верхояно-Колымской складчатой области установлены месторождения с признаками полигенного формирования, учет которых при исследовании слабо изученных объектов может способствовать правильной оценке ресурсного потенциала территорий [2].

Структурно-минералогические признаки полигенных месторождений анализируются на примере Тарынского рудного узла геологическое строение, тектонические структуры, минеральные ассоциации и типоморфные особенности минералов которого рассмотрены нами ранее [3, 6, 7]. На площади узла развито несколько разновозрастных типов минерализации (от ранних к поздним): орогенный (метаморфогенно-гидротермальный, золото-кварцевый малосульфидный, золото-висмутовый) и постапкаркционный (бертьерит-антимонитовый и серебросурьмяный).

Орогенная минерализация локализуется в надвигах, в основном, юго-западной вергентности с различной интенсивностью деформации пород. Проявлены характерные для надвиговых систем соединяющиеся, соединительные и ответвляющиеся надвиговые чешуи. С надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок концентрического типа и кливажа разлома с преобладающим северо-западным простиранием. В пределах рудоносных зон отмечаются полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров. Крылья и замки складок благоприятны для локализации согласных с вмещающими породами жил

и внутрипластовых секущих жил и прожилков (рудопроявления Пиль, Августовский, Стрела, Дора, Сана, Кус-Юрюе). Складки высоких порядков отмечаются на проявлениях Аппа, Сана, зона Левобережная, месторождениях Малтан, Малый Тарын, Дразное. Закартированная протяженность складок – первые км, ширина первые сотни метров. Важно подчеркнуть, что минерализованные зоны дробления, как правило, развиваются вдоль активизированных контактов пород разной компетентности. Зоны имеют продольно-секущий характер, отдельные сегменты субсогласны вмещающим породам. Мощность зон от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Широко развиты межслоевые деформации, фронтальные и косые ramпы, системы межслоевых и секущих надвигов образующих дуплексы с тыловым падением чешуй, характерных также для Эльгинского и Бадранского рудных узлов [4]. Разнообразны морфологические типы рудных тел, среди которых выделяются жильный, жильно-прожилковый, прожилково-вкрапленный, минерализованные зоны смятия и дробления.

Золото-сурьмяное оруденение локализуется в тех же структурах, что и орогенная минерализация. Характерны левосдвиговые движения по рудоконтролирующим разломам, наиболее широко проявленные вдоль осевой части Адыча-Тарынского разлома. Они сопровождаются складками северо-восточного простирания различного морфологического типа – от открытых симметричных до сжатых опрокинутых. Поперечные складки широко развиты и в других золоторудных узлах и полях (Курунг-Агылыкский, Эльгинский, Бадранский, Дора-Пильский) Мугурдах-Селириканской, Ольчан-Нерской и Адыча-Тарынской зон.

С поперечными деформациями ассоциирует хрупко-пластичные shear-зоны, плитчатый и скорлуповато-плитчатый кливаж близширотного и северо-восточного простирания, наложенный на региональный кливаж северо-западной ориентировки согласный осевым поверхностям F_1 . Обычно в обнажениях развивается один из кливажей, реже можно наблюдать два взаимно перпендикулярных кливажа. Нередко разновозрастные кливажи в пластах алевролитов формируют карандашную отдельность, согласующуюся с погружением шарниров складок.

Наиболее молодым является серебро-сурьмяное оруденением. Оно не образует самостоятельных проявлений и накладывается на разновозрастные и разноглубинные золото-кварцевую, золото-висмутовую и золото-сурьмяную минерализацию. Предполагается, что его формирование сопровождалось сдвиговыми движениями вдоль Адыча-Тарынского разлома.

Разнообразие типов минерализации на площади рудного узла подтверждается временными взаимоотношениями рудных жил представляющих эти типы. Но подобные взаимоотношения довольно редки и встречаются не на всех объектах рудного узла. Поэтому весьма важно сравнение типоморфных признаков однотипных минералов разных генетических типов. В таблице приведен минеральный состав рудных тел разных типов минерализации и индикаторные типоморфные особенности наиболее распространенных минералов руд.

Таблица

Состав и индикаторные признаки минералов различных типов минерализации Тарынского рудного узла

Типы минерализации						
		Гидротермально-метаморфогенный	Золото-висмутовый	Малосульфидный золото-кварцевый	Бертьерит-антимонитовый	Серебро-сурьмяный
Минералы	Индикаторы	Кварц, хлорит, анкерит, кальцит, пирит, марказит	Кварц, турмалин, кальцит, вольфрамит, герсдорфит, арсенопирит, Висмутин, жозеиты А и В, теллуrowисмутит, висмут самородный, золото	Кварц, доломит, пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, джемсонит, антимонит, буланжерит, золото	Кварц, доломит, сидерит, пирит, арсенопирит, сфалерит, Халькопирит, антимонит, бертьерит, губчатое золото	Кварц, кальцит, диккит, пирит, марказит, Sb-арсенопирит, фрейбергит, миаргирит, пираргирит, антимонит
Кварц:	типы	Шестоватый маслянистый;	Крупнозернистый, полупрозрачный;	Крупнозернистый молочно-белый;	Осветвленный шестоватый, регенерированные кристаллы	Сферолитовый, криптозернистый
	Li ₂ O, г/т	<1	35-65	5 - 12	120 - 145	220 - 260
	Vэ.я., А°	112,982 – 112,984	112,975 – 112,980	112,990 – 112,998	113,072 – 113,081	113,112 – 113,117
	СКС, %	75 - 80	70 - 74	50-60	42-48	35 - 40
Арсенопирит	S/As	-	0,9 – 0,95	1,06 – 1,08	1-1,05	1,1 – 1,12
	PbSb/CoNi	-	0,01 – 0,08	300-400	100-300	>3000
	Au, г/т	-	10-150	5-450	50-600	6-30
	Ag, г/т	-	20-140	1-180	1-20	300-4000
	другие		Bi-500-300; Sn-7-40	Pb – 30-3500	Sb – 4000-10000	Sb>>2%
Пирит	PbSb/CoNi	0,6 – 0,9	0,05 – 0,1	2-3	3-10	10-30
	As - %	0-0,2	0,3-0,7	0,4-3,2	0,5-1,4	0,3-1,4
	Au, г/т	0-5	2-14	1-130	9-85	0,6-3
	Ag, г/т	2-5	5-20	1-40	0,3-7	400-8300
	Co/Ni	1-2	15-45	0,1-1,4	0,2-25	-
Золото	‰	-	680-850	870-980	970-1000	340-610

Как следует из сравнительного минерального состава месторождений, в каждом из них имеются минералы индикаторы определенных типов минерализации. В гидротермально-метаморфогенном типе это хлорит, в золото-висмутовом – ассоциация кобальт-никелевых арсенидов и сульфоарсенидов и комплекс минералов висмута, включая легко диагностируемые висмутин и самородный висмут, а также группу теллуру-сульфовисмутитов. Для малосульфидного золото-кварцевого типа типоморфными являются минералы полиметаллической ассоциации – галенит и темнокоричневый сфалерит, сульфосольной ассоциации – бурнонит, джемсонит, буланжерит. В бертьерит-антимонитовом типе к таким минералам относятся хорошо диагностируемые бертьерит, сидерит и губчатое золото. В серебро-сурьмяном типе к таковым принадлежат диккит, фрейбергит, миаргит и пираргирит. Но во всех типах минерализации выделяется также группа сквозных минералов рудных тел. Они представлены кварцем, пиритом, арсенопиритом, антимонитом и карбонатами доломит-анкеритового ряда. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № VIII.72.2.5), за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

Литература:

1. Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золото-рудных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2005. Т.47. №3. С.211-239.
2. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. Москва, ГЕОС, 2001. 221 с.
3. Кузнецов В.М., Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудность Маякит-Хурчанского рудно-россыпного узла // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 4. С. 37-51.
4. Фридовский В.Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. №4. С. 39-45.
5. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7-21.
6. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана, Тарынский рудный узел // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3-
7. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 50-62.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ХАНГАЛАССКОГО РУДНОГО УЗЛА

Фридовский В.Ю.^{1,2}, Кудрин М.В.¹

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

2 – СВФУ им. М.К. Аммосова, Якутск

В Яно-Колымском золотоносном поясе (ЯКЗП) известные золоторудные месторождения размещаются в зонах протяженных разрывных нарушений среди интенсивно дислоцированных преимущественно верхнепермских метатерригенных толщ (Наталка, Павлик и др.) [1, 2, 3, 4]. В Якутской ветви ЯКЗП в сходной геологической ситуации локализованы месторождения в кульминациях Нерского антиклинория на территории Хангаласского рудного узла (ХРУ) (рис. 1).

ХРУ расположен в юго-восточной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны. В пределах ХРУ в своде антиклинали Двойной выделяются рудные поля Дук, Двойное и Хангаласское. В ядре антиклиналь сложена верхнепермскими, а на крыльях – ниже-среднетриасовыми отложениями. Разлом Двойной является основным разрывным нарушением. Положение сместителя меняется в разных участках рудного узла. В пределах рудных полей Двойное и Дук разлом субвертикальный, а на территории Хангаласского рудного поля имеет северо-восточную вергентность. Разлом сопровождается зонами дробления, смятия, трещиноватости, убогой сульфидной минерализацией. Магматическая деятельность в пределах ХРУ проявилась незначительно и представлена единичными дайками основного и среднего составов, по геофизическим данным предполагается не вскрытая гранитоидная интрузия.

Рудное поле Дук расположено в северо-западной части ХРУ. Наиболее крупным рудным объектом рудного поля Дук является месторождение Нагорное. Рудные тела месторождения приурочены к межпластовым минерализованным зонам дробления субширотной ориентировки, на отдельных участках сопровождающихся непротяженными (до 100 м) стержневыми и оперяющими кварцевыми жилами и прожилками. Мощность рудных тел от 0,6 до 1,23 м, средняя 1,0 м. Залегание слоистости – крутое до вертикального, иногда опрокинутое.

На месторождении Нагорное установлено два типа пояса полюсов трещин. Первый пояс Sdk объединяет трещины северо-западного и юго-западного падений под углами 55-75°, сформированные при сбросо-левосдвиговых смещениях (l 115°/25°). Отмеченные движения устанавливаются так же по рисунку аккреционных борозд скольжения на контактах рудных тел. Трещины с крутым падением к северо-востоку и юго-востоку группируются вдоль второго пояса Sdk. Эти трещины сформированы при сбросо-правосдвиговых перемещениях (l 271°/26°) по близширотным разрывам. С этим структурным парагенезисом связано также формирование малоамплитудных зон коробления слоистости, наблюдаемых в

рудной зоне №1. Их оси погружаются к юго-востоку (120°) под углом 59° и близ-перпендикулярны сбросо-правосдвиговым бороздам *l*. Реже на сместителях широтной ориентировки проявлены близвертикальные борозды скольжения раннего надвигового этапа развития.

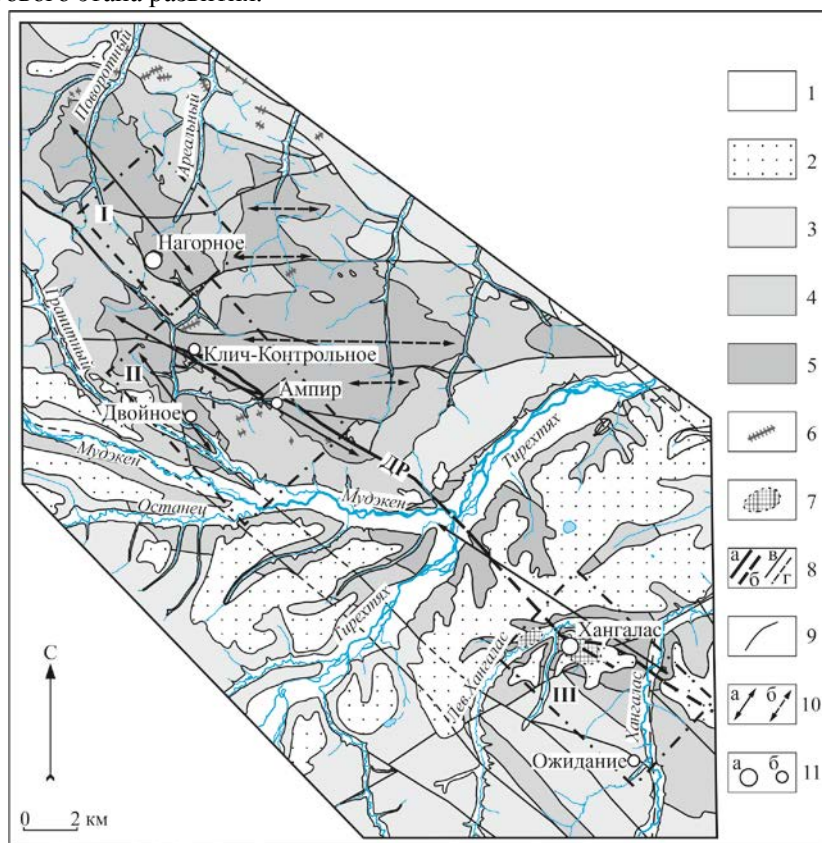


Рис. 1. Схема геологического строения Хангаласского рудного узла (по данным Кукувского В.А., Бородкиной А.Н., 2006 г., с изменениями и дополнениями)

1-5 – отложения: 1 – голоценовые аллювиальные, 2 – неоген-нижнечетвертичные, 3 – среднетриасовые, 4 – нижнетриасовые, 5 – верхнепермские; 6 – дайки основного и среднего составов; 7 – нескрытые интрузии гранитоидов; 8 – разломы: а-б – главные: а – достоверные; б – скрытые под неоген-четвертичными отложениями, в-г – второстепенные: в – достоверные, г – скрытые под неоген-четвертичными отложениями; 9 – геологические границы; 10 – антиклинальные складки: а – северо-западного простирания; б – близширотного простирания; 11 – золоторудные объекты: а – месторождения, б – рудопроявления.

Рудные поля: I – Дук, II – Двойное, III – Хангаласское, ДР – Двойной разлом.

Рудное поле Двойное располагается юго-восточнее рудного поля Дук. В пределах рудного поля известны рудопроявления Двойное, Клич, Контрольный и Ам-

пир. Кварцевые жилы приурочены к межпластовым отслоениям в замковых частях антиклиналей, сопровождаются зонами дробления и жильно-прожилкового окварцевания мощностью 1-4 м, в раздувах до 9 м. Простираение жил в основном субширотное, углы падения от пологого ($10-30^\circ$) до крутого ($60-80^\circ$) в обе стороны.

Отмечается развитие складок северо-западного и северо-восточного простираний. Первые характеризуются пологими ($10-15^\circ$) шарнирами, вторые – круто погружающимися на северо-восток. Складки сопровождаются кливажем параллельным осевым поверхностям.

В правом борту руч. Двойной наблюдаются будинаж-структуры с осями, погружающимися под углом 54° к юго-востоку (120°), поперечные аксоноклинали и сдвиговые дуплексы, связанные с поздними правосдвиговыми деформациями.

Пояса полюсов жил на стереографической проекции располагаются близвертикально. Первый вектор смещения l погружается на запад под углами $60-80^\circ$, что характерно для взбросовых движений с левосдвиговой компонентой. Полюса трещин имеют некоторый разброс, но в целом, формируют довольно четкий субвертикальный пояс с падением на запад. Второй вектор смещения l круто погружается на юго-запад, что указывает на образование жил и трещин при взбросовых смещениях. Устанавливаются также пологие пояса полюсов трещин, характерные для разнонаправленных сдвиговых движений.

Хангаласское рудное поле расположено в северо-восточной части ХРУ, представлено месторождением Хангалас и рудопроявлением Ожидание. На месторождении Хангалас оруденение локализуется в 5 протяженных (до 1400 м) минерализованных зонах дробления, с межпластовыми и секущими кварцевыми жилами мощностью 0,1-1 м, в раздувах до 5 м. Рудные зоны имеют мощность до 32 м, падение юго-западное до южного и юго-восточного под углом от $30-50^\circ$ до $70-80^\circ$.

Устанавливается северо-западное и северо-восточное простирание складок с углами падения крыльев от $10-20^\circ$ до $60-70^\circ$ и соответствующий им кливаж параллельный осевым поверхностям. В юго-западной части месторождения, согласно рудным зонам Южная и Центральная, наблюдаются опрокинутые складки субширотного простирания ($75-85^\circ$) с пологими ($10-25^\circ$) шарнирами. Полюса кварцевых жил и трещин на стереографической проекции формируют взбросовый и сдвиговый пояса.

Таким образом, на территории Хангаласского рудного узла установлены элементы разновозрастных взбросо-надвиговых (складки и кливаж северо-западного простирания, будинаж, борозды скольжения, золото-кварцевые жилы), левосдвиговых (складки и кливаж северо-восточного простирания, борозды скольжения) и правосдвиговых (складки и кливаж широтного простирания, будинаж, борозды скольжения, сдвиговые дуплексы) структурных парагенезов. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00465).

Литература

1. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.
2. Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. – М.: Акварель, 2010. – 349 с.
3. 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.
4. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны (северо-восточная Якутия) // Отечественная геология. 2003. №3. С. 16-21.

U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ LA-ICP-MS (ПРОЦЕДУРА ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ПРИЛОЖЕНИЕ К ПРОБЛЕМЕ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА)

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д.

*Геологический институт СО РАН, 670047, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой,
6а; e-mail: khubanov@mail.ru*

LA-ICP-MS метод U-Pb изотопного датирования представляется наиболее доступным и простым в пробоподготовке. Он обладает высокой пропускной способностью, а по пространственному разрешению (диаметр анализируемой поверхности 15-40 мкм) и точности определения, не на много уступает SIMS методу. LA-ICP-MS системы преимущественно базируются на коротко-волновых твердотельных лазерах и квадрупольных (Quadrupole) масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-Q-MS). Такая приборная конфигурация, как правило, применяется для датирования докембрийских цирконов, содержащих относительно повышенные концентрации радиогенного свинца. Альтернативой им являются системы, основанные на аналогичных лазерах и на магнитно-секторных (Sector Field) масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-SF-MS). Магнитно-секторные масс-спектрометры, благодаря двойной фокусировке ионного пучка, обладают на порядок лучшей аналитической чувствительностью и точностью, поэтому их использование предпочтительней для U-Pb изотопного датирования цирконов фанерозойского возраста, обедненных радиогенным свинцом в сравнении с протерозойскими цирконами. Вместе с тем, в зарубежной литературе существенно доминируют геохронологические данные, полученные с помощью LA-ICP-Q-MS, тогда как определения возраста посредством LA-ICP-SF-MS немногочисленны. Возможно, что это обусловлено недооцен-

кой исследователями возможностей второго метода и небольшим количеством лабораторий специализированных в этом направлении.

В настоящем сообщении, на примере определения возраста международных эталонов и цирконов из ранее датированных позднепалеозойских гранитоидов и мезозойских карбонатитов Забайкалья, приведены результаты апробации U-Pb изотопного LA-ICP-SF-MS метода в ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

Изотопный анализ вещества цирконов, испаренного лазером, проводился на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Element XR, фирмы Thermo Scientific. Особенностью данного типа масс-спектрометров является двойная фокусировка ионного пучка – разделение ионов по отношению массы к заряду в магнитном поле и по кинетической энергии в электростатическом поле, которая позволяет избавиться от ряда интерференционных влияний, достичь лучшей стабильности аналитического сигнала и более высоких пределов обнаружения относительно приборов с квадрупольной архитектурой.

Для апробации метода использовались эталонные цирконы GJ-1, Plešovice, Temora-2 и R-33, а также цирконы из проб, из которых ранее были отобраны зерна цирконов и получены U-Pb изотопные возрастные данные SHRIMP методом [2 – 4].

Анализ каждой пробы цирконов сопровождался измерением двух эталонных образцов циркона: один из них использовался в качестве внешнего стандарта, с помощью которого делалась коррекция на фракционирование U и Pb при лазерном испарении, дискриминацию масс при масс-спектрометрическом анализе и дрейф масс-спектрометрических настроек во времени. Второй измерялся в качестве контрольного образца для мониторинга правильности измерения.

Сопоставление изотопных возрастных данных показывает относительно хорошее совпадение ID-TIMS и LA-ICP-SF-MS датировок. Отклонение полученных дат от аттестованных значений возраста эталонных образцов не превышает 1%.

Для сопоставления с данными SHRIMP-анализа исследовались цирконы из гранитов *баргузинского* комплекса, включающих его автохтонную (проба Зг-65/1, Зеленогневский массив), и аллохтонную (проба Те-01-06, Тэмэнский массив и проба Гл-10-03, Гольцовый массив) фации. Цирконы автохтонных гнейсогранитов пробы Зг-65/1 представлены призматическими идиоморфными кристаллами размером 80-400 мкм розовато-коричневой и коричневой окраски, цирконового габитуса. Цирконы из аллохтонных биотитовых гранитов Тэмэнского и Гольцового массивов – это идиоморфные прозрачные кристаллы (50-250 мкм) с красноватым оттенком. Следует отметить, что в цирконах Тэмэнского массива присутствуют в относительно большом количестве газовой-жидкие и расплавные включения, мономинеральные включения апатита и полиминеральные агрегаты Kfs-Qtz-Pl состава, тогда как для цирконов из Гольцового массива включения не характерны. В катодолюминесцентных лучах для всех цирконов трех проб отмечается тонкая магматическая зональность [3, 4]. Конкордатные возраста, рассчитанные по дан-

ным SHRIMP, составляют: проба Зг-65/1 - 325.3 ± 2.8 млн. лет при СКВО 2.5; проба Те-01-06 - 318 ± 4 млн. лет при СКВО=3.2; проба Gl-10-03 - 313.3 ± 3 млн. лет при СКВО=0.069 [3, 4].

Средневзвешенные конкордатные возраста, по данным LA-ICP-SF-MS метода: 323.7 ± 2.1 при СКВО 6.3 (проба Зг-65/1 по 19 точкам); 316.6 ± 2.3 при СКВО=0.05 (проба Те-01-06 по 12 точкам); и 312.3 ± 2.2 при СКВО=0.9 для гранита Gl-10-03 по 15 точкам.

Таким образом, полученные LA-ICP-SF-MS методом значения U-Pb изотопного возраста, в пределах погрешности измерения совпадают с ранее полученными данными. В целом, было датировано 8 проб с известным возрастом (данные SHRIMP анализа [2 - 4]), из которых 7 относятся к позднепалеозойским гранитоидам, с изотопным возрастом от 324 до 283 млн. лет, и одна проба цирконов из мезозойских карбонатитов [2], с изотопным возрастом 130 млн. лет. Общий коэффициент корреляции позднепалеозой-мезозойских возрастов, полученных разными методами (SHRIMP и LA-ICP-SF-MS), составляет 0.999, а только позднепалеозойских - 0.994, что еще раз подтверждает достоверность результатов LA-ICP-SF-MS датирования.

Полученные результаты имеют прямое отношение к проблеме длительности формирования одного из крупнейших в мире Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (АВБ). По существующим представлениям, его формирование происходило 303 – 281 млн. лет назад [1], т.е. охватывало временной интервал порядка 20 – 22 млн. лет, либо 325 – 278 млн. лет назад [3, 4], т.е. не менее 50 млн. лет. При этом наиболее дискуссионным остается ранний период формирования батолита, с которым, по нашим представлениям [3 - 5], связано становление гранитов автохтонной фации и значительной части аллохтонных образований, включающих доминирующие в составе АВБ граниты баргузинского комплекса. В результате проведенных исследований наиболее «древние» SHRIMP-датировки (325 – 300 млн. лет) подтверждены LA-ICP-SF-MS методом, что согласуется с нашими представлениями о длительности формирования батолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (Интеграционный партнерский проект СО РАН № 17) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ № 14-05-00498).

Литература

1. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // Доклады академии наук, 2012, т. 444, № 2, с. 184-189.
2. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология, 2009, т.17, № 1, с.79-96.
3. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т.48, № 1, С.156-180.

4. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и Геофизика, 2010, т. 51, № 9, с. 1249-1276.

5. Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н., Гроув М. Новые данные U-Pb датирования цирконов и проблема длительности формирования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Докл. АН, 2012, т. 447, № 2, с. 204-209.

СОЛЕВОЙ СОСТАВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТОЛЩ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНА

Черепанова А.М.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

Долина Туймаада занимает обширный участок днища долины р. Лены, прилегающей к левому склону долины в районе г. Якутска. Этот участок представляет собой аллювиальную равнину, расположенную между заливаемой поймой и склоном долины, вытянутую в северном направлении на 68 км. Широтными ограничениями этой местности являются приближенные к руслу береговые утесы: юге – Табагинский, а на севере Кангаласский утес («мыс», «камень»). В плане местность Туймаада разделяется на три сегмента, и ширина ее меняется от сегмента к сегменту. В южном сегменте, в районе пос. Хатассы, его ширина составляет около 7 км; в центральном сегменте, на территории г. Якутска, около 5 км; а в северном сегменте, а районе пос.-ов Тулагино и Жатай около 8 км. На востоке, на границе участка с заливаемой поймой почти повсеместно отмечается уступ высотой от 3 до 10 м. На западе рассматриваемая местность ограничена левым склоном долины р. Лены, который представляет собой относительно крутой уступ высотой до 100 м.

В связи с тем, что долина Туймаада находится в границах самой большой области континентального засоления пород в Центральной Якутии [3], засоление почв происходило в основном за счет солей, поступающих с паводковыми водами. Сочетание высоких летних температур воздуха с резким дефицитом атмосферных осадков, а также слабый сток на местности способствуют концентрированию солей в верхних слоях сезонноталых пород, формированию солончаков и солонцов.

Изучение особенностей формирования химического состава мерзлых рыхлых отложений является одним из основных показателей при изучении их условий промерзания. Основным методом является изучение химических анализов водных вытяжек. На особенности формирования и распределения легкорастворимых со-

лей в аллювиальных отложениях влияют: дисперсность пород, их начальная влажность, засоленность, климатические условия, связанные с сочетанием высоких летних температур воздуха с резким дефицитом атмосферных осадков, а также особенности кристаллизации воды при промерзании осадков [2].

Вблизи пос. Кильдямцы в период с 2012 по 2014 годы были проведены буровые работы в северной части расширенного участка днища долины р. Лены (С62,28537°В129,83216°). В 1,5 км от коренного левого склона долины наблюдается выступ пород, который обычно слагает коренное ложе. Скважины 13/1 и 14/1, пробуренные в 50 м друг от друга, вскрыли толщу аллювиальных отложений мощностью 39 м. Сводный разрез скважин представлен на Рис.1.

Разрез представлен песками различной зернистости с включениями гравия и гальки, прослоями алевритов. Согласно классификации Шанцера (1951), вскрытая песчаная толща относится к констративному типу аллювия. Возраст песчаной толщи, по палинологическим данными и сопоставлению с изученными ранее разрезами [4], относится к голоцену. Подстилающие коренные породы представлены юрскими известковистыми песчаниками.

Солевой состав аллювиальных отложений характеризуется невысоким уровнем минерализации от 50-350 мг/л, что является типичным для русловых отложений [2], преимущественно имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. В аллювиальной толще выделяются три уровня относительно повышенного засоления в интервалах 0,5м, 14м и 39м.

Первый пик высокой концентрации солей, приходящийся на интервал до 0,5 м, имеющий сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый состав, расположен в слое сезонного оттаивания, сложенном пылеватым песком. Величины концентрации составляют около 350 мг/л. Отличается высоким содержанием органического вещества около 8% и низким содержанием влаги менее 20%. Согласно исследованиям Анисимовой (1981), во время промерзания и протаивания пород происходит перераспределение солей, что приводит к увеличению концентрации легкорастворимых солей.

Второй пик относительного увеличения концентрации солей около 200мг/л имеет гидрокарбонатно-магний-кальциевый состав. Интервал представлен алевритами мощностью около 1 м. Алевриты характеризуются относительно высоким содержанием органического вещества, содержание льда составляет около 50%. Данный интервал, вероятнее всего, относится к пойменным или, с меньшей вероятностью, к старичным фациям р. Лены. Увеличение концентрации солей здесь может повышаться за счет «закрытой» системы водообмена [3].

Третий пик относительного увеличения концентрации солей, наблюдаемый на глубине 39 м, характеризуется величиной около 150мг/л, имеет гидрокарбонатно-кальциевый состав. Увеличение концентрации солей здесь приходится на поверхность раздела песков и коренных пород, и происходит, вероятно за счет растворения карбонатного цемента песчаников.

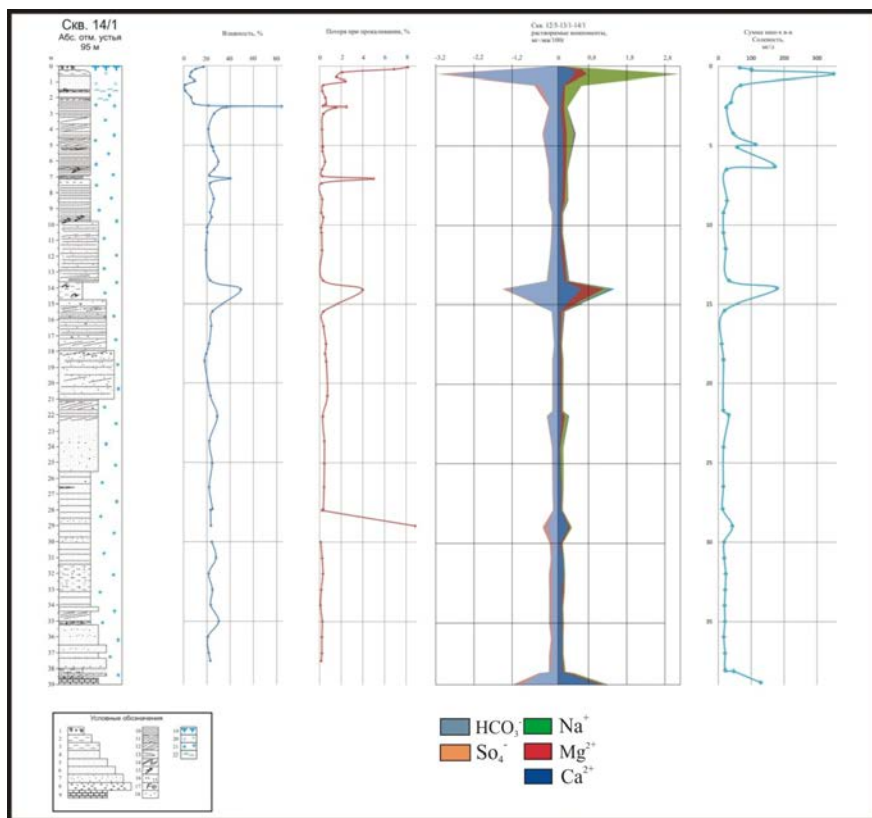


Рис.1. Сквжина 14/1: криолитологическое строение, влажность, потеря при прокаливании, анионно-катионный состав, общая засоленность. Условные обозначения: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – алевриты. Пески: 3 – пылеватые; 4 – мелкозернистые; 5 – среднезернистые; 6 – крупнозернистые. 7 – гравий; 8 – галечники; 9 – известковистые песчаники. Слоистость: 10 – горизонтальная; 11 – волнистая; 12 – косая. 13 – линзовидные текстуры; 14 – деформации слоев; 15 – фрагменты древесины; 16 – растительный детрит; 17 – ожелезнение; 18 – крошка каменного угля.

В целом, полученные данные свидетельствуют о том, что аллювиальная песчаная толща представлена преимущественно русловыми фациями и косвенно подтверждают ее отнесение к констративному аллювию. Незначительное повышение концентраций солей в отдельных интервалах вызвано различными причинами: высокой испаряемостью в приповерхностном слое, появлением пойменных или старичных фаций и растворению коренных пород в основании разреза.

Литература

1. Анисимова Н.П. Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Выпуск 3. Изд-во АН СССР. 1952 г.

2. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. - Новосибирск, Наука, 1981 г.
3. Еловская Л.Г. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М., «Наука», 1966 г.
4. Спектор, В.В., Бакулина, Н.Т., Спектор, В.Б. Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на «Якутском разбое» // Геоморфология. №1. 2008. - С.87-94.
5. Шанцер Е.В. Литология в исследованиях геологического института АН СССР. Изд-во «Наука». М. 1980 г.

МЕТОДИКА ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ОСНОВЕ КАРТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЭЛЬКОНСКОГО ЗОЛОТО-УРАНОВОРУДНОГО УЗЛА)

Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В.
ФГУП «ВСЕГЕИ»

Одним из главных направлений государственной политики в области недропользования является обеспечение условий для воспроизводства, развития и качественного улучшения минерально-сырьевой базы России.

Практически полное исчерпание фонда легко открываемых месторождений ставит перед геологической службой задачу обновления технологий геологического картирования, прогнозирования и поисков месторождений, широкого применения современных геофизических и геохимических методов обнаружения трудно открываемых месторождений, к которым относятся многие гидротермальные месторождения. При этом среди наиболее значимых рудных месторождений России более половины относятся к типу гидротермально-метасоматических. Их суммарные запасы составляют более 60 % от продуктивности основных металлических и неметаллических (рудных) месторождений России. Поэтому актуальность надежного прогнозирования площадей, перспективных на выявление крупных по запасам гидротермальных месторождений не вызывает сомнений.

Проблема использования гидротермально-метасоматических образований и их геохимических особенностей для целей прогнозного районирования и оценки перспектив рудоносности территорий на стадии проведения крупномасштабных поисковых и поисково-оценочных работ является одной из наиболее важных проблем прикладной геологии в настоящее время. Ее решением у нас в стране в разные годы занимались В.А. Жариков, Б.И. Омеляненко, Е.В. Плющев, Г.П. Зарайский, В.Д. Боголепов, О.П. Ушаков, Н.И. Наковник, Н.И. Курек, А.И. Курек, Д.В. Рундквист, И.Г. Павлова, В.Л. Русинов, Г.Н. Щерба, Г.Т. Волостных, В.Г. Чеква-

идзе, А.Е. Шлыгин, П.Ф. Иванкин, О.Н. Грязнов, Г.М. Беляев, В.В. Шатов, А.В. Молчанов, А.П. Мотов и др. исследователи. Особое звучание эта проблема приобрела в связи с разработкой специальной методики крупномасштабного картирования слабопроявленных гидротермально-метасоматических изменений (Плющев и др., 1981) и выявлением на основе ее использования региональных метасоматических формаций (РМФ) – устойчивых совокупностей зон разнофациальных гидротермально-метасоматических образований, обусловленных конкретным геологическим событием - внедрением или длительным становлением интрузивных массивов, развитием вулканических построек субмаринного, либо субаэрального типов, тектонической перестройкой территории района и т. д.

Повышение надежности опоискования потенциально рудоносных территорий и площадей на стадии проведения ГСР-200 и крупномасштабных поисково-оценочных работ можно ожидать от широкого привлечения наряду с другими методами также и предлагаемой методики, основанной на комплексном подходе к изучению петрографии и геохимии гидротермально-метасоматических образований.

Использование при поисковых работах, разработанных во ВСЕГЕИ методических рекомендаций по постановке и проведению поисковых работ на основе комплексного петрографо-геохимического изучения гидротермально - метасоматических образований, позволит для конкретных опоискованных площадей получать новые результаты, касающиеся фациальной и формационно-генетической принадлежности гидротермально-метасоматических образований и их петролого-геохимической специализации. Кроме того, будет оцениваться уровень эрозийного среза рудоформирующей гидротермально-метасоматической системы, что в конечном итоге позволит сделать выводы прогнозно-поискового характера и наметить в пределах опоискованных площадей участки для производства дальнейших поисково-оценочных работ.

Метасоматические образования в большинстве своем характеризуются вкрапленным распространением, входя в состав так называемых «измененных пород». Гидротермальные изменения пород на дальних подступах к рудному телу носят рассеянный вкрапленный характер и только в непосредственной близости от него иногда приобретают четкое массивное выражение. Обнаружить такие зоны слабопроявленных околорудных метасоматитов так же трудно, как и само оруденение. Установление и диагностика слабых гидротермальных изменений – *единственный путь к геологическому картированию рудоносных гидротермально-метасоматических систем и их объемному количественному описанию и прогнозно-металлогеническому анализу.*

Поэтому видовая структурно-вещественная фиксация на микроскопическом количественном уровне всех минеральных парагенезисов измененных пород представляется важнейшей ступенью роста прогнозно-поисковой результативно-

сти геологоразведочных работ. Однако изучение измененных пород при геолого-съемочных работах остается на архаичном визуальном уровне. Приходится констатировать, что в современных инструктивных документах этой проблеме уделяется мало внимания.

В соответствии с методикой основная задача полевых работ заключается в проведении маршрутов, ориентированных вкрест простирания основных рудо-контролирующих структур, интрузивных контактов, зон гидротермально-метасоматических изменений с созданием относительно равномерной сети опорных пунктов наблюдения по всей изучаемой площади. Главной задачей маршрутов является выполнение петрографо-геохимического опробования коренных пород. В каждом фиксированном пункте наблюдения осуществляется отбор образцов из наиболее характерных и в различной степени измененных пород, а также сколков для изготовления прозрачно-полированных петрографических шлифов и штурных проб весом 200-500 г. В интервалах между пунктами пробоотбора анализ наложенной гидротермально-метасоматической минерализации должен проводиться визуальным путем с фиксацией границ конкретных зон на топокартах или аэрофотоснимках. Для работы используется имеющаяся геологическая основа соответствующего масштаба, привязка точек наблюдения проводится по топокартам и фотоснимкам масштаба, а также с помощью GPS, либо соотносится с обозначенными пикетами на линии профиля.

Петрографические исследования. Изучение гидротермально-метасоматической зональности (ГМ-зональности) проводится на основе тщательного микроскопического анализа эпигенетической минерализации в прозрачно-полированных шлифах (ППШ). В каждом ППШ, характеризующем определенный пункт наблюдения опорной сети, производится:

- диагностика исходной породы,
- определение общего списка, как прозрачных, так и рудных (не прозрачных) эпигенетических минералов,
- описание форм выделения конкретных минералов,
- оценка размерности кристаллических индивидов эпигенетических минералов и их агрегатов (<0.01 , $0.01-0.1$, $0.1-1.0$, >1.0 мм),
- выяснение возрастных соотношений эпигенетических минералов, как друг с другом, так и с минералами исходной породы,
- выделение по сумме структурно-вещественных признаков одной или нескольких (как правило, разновозрастных) ассоциаций или парагенезисов эпигенетических минералов,
- подсчет процентного содержания, как отдельных минералов, так и всей ассоциации в целом в принятой 9-ти балльной градации (< 5 , $5-10$, $10-15$, $15-20$, $20-30$, $30-40$, $40-50$, $50-80$, > 80 %).

При выделении ГМ-ассоциаций и гидротермалитов используется структурно-вещественная классификация ГМ-пород (гидротермалитов).

Работы по составлению карт и схем гидротермально-метасоматической зональности включают в себя два вида операций: кодирование и ввод петрографических данных в память компьютера; картосоставительские работы.

Для ввода информации о петрографических признаках в память компьютера используется специальная система кодирования исходных данных. Эта система включает в себя индексацию каждого вещественного признака трехзначным номером, первые две цифры которого соответствуют коду минерала или ассоциации минералов, а третья цифра фиксирует изменчивость самого признака в принятой 10-ти балльной градации: 0 – 0%, 1 – (1-5%), 2 – (5-10%), 3 – (10-15%), 4 – (15-20%), 5 – (20-30%), 6 – (30-40%), 7 – (40-50%), 8 – (50-80%), 9 – (>80%). Кроме того, специально кодируется: название исходной породы, ее возраст, свита (комплекс). Для каждого пункта опорной сети наблюдения рассчитываются координаты X и Y. В результате в память компьютера вводится массив исходных петрографических данных объемом *n* объектов на *m* признаков с последующим построением карты ГМ-зональности опoискованной площади, которая является, по существу, картой состава внешних зон полнопроявленных метасоматитов.

Геохимические исследования. Одним из главных итогов работ является составление карты аномального геохимического поля масштаба соответствующего масштабу поисковых работ. Процедура составления карты состоит из трёх стадий: подготовки и ввода геохимических данных в компьютер, оценки геохимического фона и картосоставительских работ с использованием компьютерных технологий.

Итоговая карта аномального геохимического поля составляется на геологической основе со снятым чехлом рыхлых отложений. Геохимическая нагрузка карты комплексная. В специальной черно-белой штриховой легенде на ней отображается степень концентрации элементов в геохимических ореолах относительно фона. При этом степень концентрации элементов должна нормироваться тремя количественными интервалами: 1-й уровень аномальности – $(1,5 \div 2,5)$ Сф, 2-й уровень – $(2,5 \div 5)$ Сф и 3-й уровень – (>5) Сф. Цветом на карте показывается состав (геохимический тип) ореолов. Ассоциации элементов в геохимических ореолах подразделяются на литофильные, халькофильные и сидерофильные в соответствии с классификацией В.М. Гольдшмидта.

Для опoискованных территорий строится карта прогнозного районирования, на которой в графическом виде суммируется вся информация о распределении в пространстве значений всей совокупности геологических, петрографо-минералогических и геохимических критериев прогноза и поиска оруденения с локализацией площадей для постановки крупномасштабных поисковых работ с использованием бурения и горных выработок.

В докладе методика поисковых работ на основе картирования гидротермально-метасоматических образований рассматривается нами на примере эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия), в пределах которого локализованы площади для постановки поисковых работ масштаба 1:10 000, где ожидается выявление комплексных золото-урановых месторождений с ресурсами золота категории P_2 - 300 тонн, урана категории P_2 -230 тыс. тонн.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМА УЛАХАН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Шибаетов 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

По данным геолого-геофизических исследований наиболее активной частью Арктико–Азиатского сейсмического пояса, пересекающего Северо-Восточную Азию, является сейсмотектоническая зона хр. Черского (свыше 40 тыс. событий вместе с афтершоками), которая растянулась от шельфа моря Лаптевых до Охотского моря на 2 тыс. км в виде широкой (до 400 км) диффузной полосы эпицентров землетрясений. Современный морфоструктурный облик зоны хр. Черского сформировался под влиянием господствующей здесь Индигово-Колымской системы активных разломов (Улахан, Дарпир, Чай-Юреинский, Илль-Тасский и др.) [1, 2, 3]. Самым крупным из них является региональный разлом Улахан (в переводе с якутского – большой) северо-западного простирания. Он трассируется более чем на 1500 км от р. Индигирки до р. Колымы и далее менее надёжно до побережья Охотского моря. По длине данный дизъюнктив сопоставим с известным разломом Сан-Андреас в Калифорнии. Улахан – один из основных сейсмогенных разломов, отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит. Зона влияния разлома Улахан в структурном плане изучалась многими якутскими и магаданскими геологами, которые на основании геометрического рисунка разломной сети, выявили её эшелонированность, выраженную серией кулис левых сдвигов, в полостях растяжения которых в позднекайнозойское время возникла цепочка молодых мини-впадин «pull-apart» (Переправа, Верхнеэрикетская, Бугчанская, Верхнесударская, Верхнелыглыхтахская и др.) [2, 3, 4, 7]. Соотношения разрывных нарушений со складчатостью и поясом гранитоидных интрузий, выходы крупных блоков палеозойских пород (Омулевское, Тас-Хаяхтахское поднятие), расположенных на расщепляющихся концах центрального шва Улахан, указывают, что названное тектоническое

нарушение представляет собой крупнейшую сдвиговую систему на северо-востоке России [3, 5]. Разлом отчетливо выделяется на космоснимках, топографических картах и следится в геофизических полях.

В настоящее время проявления сейсмичности контролируются здесь сетью цифровых сейсмических станций Якутского филиала ГС СО РАН (Усть-Нера, Мома, Артык) и Магаданского филиала ГС РАН (Сеймчан, Сусуман, Омсукчан, Омчак). Это позволяет регистрировать без пропусков все землетрясения, начиная с 8-го энергетического класса. За XX и начало XXI веков в зоне влияния Улаханана отмечено более 14 тыс. подземных толчков, которые произошли в пределах земной коры (мощность ~ 35 км

[8]) на глубине 7-30 км [3, 4]. Следует отметить группирование очагов местных землетрясений в пределах молодых мини-впадин «pull-apart», где зафиксировано больше десятка подземных ударов с умеренной интенсивностью до 6–7 баллов. Повышенная мобильность Улаханана подтверждается наличием следов современных землетрясений в виде обвалов, осыпей, камнепадов и др., а также крупных сейсмических событий прошлого (примерно 20 палеосейсмодислокаций и сейсмопроявлений с возрастом от 4 тыс. лет и меньше). К наиболее крупным из них относятся сейсмодислокации «Чибагалах», «Тирехтях», «Урультун» и «Купкинская» [1, 3]. Из хорошо сохранившихся древних дислокаций в зоне Улаханана известна обвальная плотина «Тирехтях» высотой до 50 м., возникшая в момент землетрясения примерно 4 тыс. лет назад и перекрывшая один из водотоков в бассейне р. Момы [1, 2, 3].

Решения фокальных механизмов сильных землетрясений Улаханана, найденных по знакам первых вступлений сейсмических волн, а также по методу момента тензора центра [3, 4], указывают на уверенный тренд сейсмических событий с однотипными подвижками в их очагах, соответствующими левым сдвигам, надвигам и взбросам. При этом, вектор сжатия в фокусе землетрясений действовал близгоризонтально (угол наклона к горизонту 7–15°) по азимуту 32–80°, а вектор растяжения – субдолготно (азимут 320–340°) под углом в 44–69°. Плоскость сместителя в очагах была субвертикальна (угол наклона 60–90°) и имела северо-западное простирание (азимут 280–320°). Эти параметры сопоставлялись с морфо-кинематической характеристикой упомянутого дизъюнктива по геолого-структурным данным [3]. Выявилось их полное совпадение. Так, Улахан имеет северо-западное простирание ($Azm=280-320^\circ$), поверхность его разрыва – близвертикальна (угол наклона 75-90°). Учитывая геометрию разлома с образованием на отдельных участках левосторонних кулис, его кинематика соответствует левому сдвигу [3, 5]. Это фиксируется в чертах современного рельефа, когда при пересечении разломом Улахан верховья рек Рассоха, Омудевка и Дарпир-Юрях (бассейн р. Колымы) выявлено систематическое смещение их русел влево с амплитудой до 24 км, начиная с плиоцена (начала формирования современной гид-

росети), что позволяет оценить среднюю горизонтальную скорость движения по разлому в 0.5-0,7 см/год [3, 7].

Первое десятилетие XXI века в рассматриваемом регионе ознаменовалось резким усилением сейсмотектонической деятельности разлома Улахан, выразившееся тремя крупными сейсмическими ударами, с интенсивностью сотрясений в плейстосейстовой зоне до 7-8 баллов. Одно из них отмечено 19.10.2006 г. на границе Якутии с Магаданской обл. в Омuleвском блоке на юго-восточном фланге разлома (7 баллов в эпицентре, ощущалось на площади около 180-200 тыс. км²). Другое – произошло 16.11.2011 г. вблизи Буордахского массива на северо-западном фланге разлома (7 баллов в эпицентре, ощущалось в ближайших населенных пунктах на расстоянии до 100 км). Самое сильное событие возникло 20.01.2013 г. в хр. Улахан–Чистай рядом с местоположением палеосейсмодислокации «Тирехтях» (8 баллов в эпицентре, ощущалось в Якутии и Магаданской обл. на площади более 300 тыс. км²). Последнее землетрясение проявилось особенно ярко. Так, в эпицентральной зоне (25 км к северо-западу от эпицентра) вдоль террасы руч. Джопкачан (левый приток р. Тирехтях) проходит автозимник Сасыр-Усть-Нера. Как отметили водители, проезжавшие здесь перед новым годом, дорога была в хорошем состоянии. Отправившись в обратный путь после землетрясения, группа автомашин попала в несколько глубоких канав и рытвин глубиной до 1 м., пересекавших полотно дороги. Они возникли после землетрясения и были заполнены снегом с водой, при этом вода была выдавлена при смещении грунта. В ближайшем к эпицентру селе Сасыр (50 км к востоку) наблюдались сотрясения в 7 баллов (все почувствовали мощный удар с грохотом и от страха выбежали на улицу, от вибрации треснули стекла в окнах, появились трещины в печах. Внутри домов все двигалось и содрогалось: мебель, посуда, шкафы, открывались двери и др). 6-балльные макрозффе́кты отмечены в пп. Усть-Нера и Артык (100-150 км от эпицентра).

Современная активизация сейсмотектонических процессов вдоль разлома Улахан свидетельствует о продолжающемся столкновении Евразийской и Североамериканской плит в северо-восточном направлении, что поддерживается данными механизмов очагов землетрясений 2006-2013 гг. и согласуется с данными спутниковой геодезии (GPS–наблюдения) [6].

Результаты сейсмотектонического анализа подтверждают высокий сейсмический потенциал данной территории.

Литература

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. – М.: Наука, 1979. 207 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. – Якутск: ЯИГН СО РАН. 1990, 140 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС. 2000. 227 с.

4. Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 33–67.

5. Шахтыров В.Г. Разломные и сдвиговые морфоструктуры Северо-Востока СССР // Морфоструктурные исследования: Теория и практика. – М.: Наука, 1985. С.190-194.

6. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R. and Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geoph. Res. Let. 2006. V. 33. L 11303. P. 1-5.

7. Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K. G., Riegel S.A., Mclean M.S. and Imaev V.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. V. 4, P.117–145.

8. Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics, 1998, V.284, P. 283–297.

ДИАГНОСТИКА И МОНИТОРИНГ ТЕХНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Шибаетов С.В., Ноговицын В.В., Тимиршин К.В.

Якутский филиал Геофизической службы СО РАН

В соответствии с Национальным стандартом Российской Федерации – ГОСТ 53778-2010 «Здания и сооружения. Правила обследования и мониторинг технического состояния», Москва, Стандартинформ, 2010, в процессе эксплуатации здания должен проводиться регулярное обследование и мониторинг технического состояния, анализ современного состояния параметров его конструкций. По данным обследования должен делаться вывод о пригодности здания для дальнейшей эксплуатации или необходимости проведения работ по усилению и ремонту всего здания или его отдельных узлов. В п. 4.2 вышеуказанного ГОСТа сказано: «Первое обследование технического состояния зданий и сооружений проводится не позднее чем через два года после их ввода в эксплуатацию. В дальнейшем обследование технического состояния зданий и сооружений проводится не реже одного раза в 10 лет и не реже одного раза в 5 лет для зданий и сооружений или их отдельных элементов работающих в неблагоприятных условиях (агрессивные среды, вибрации, повышенная влажность, сейсмичность района 7 баллов и более и др.). Для уникальных зданий и сооружений устанавливается постоянный режим мониторинга».

Строительные конструкции, силовое оборудование, транспортные средства в условиях эксплуатации подвергаются различным видам динамического воздействия: вибрациям, ветровым нагрузкам, ударам, сейсмическим колебаниям. Рабочие

элементы при этом испытывают напряжения и перемещения, которые могут быть автономными (поперечными, крутильными, продольными) или связанными в различных сочетаниях. Более того, динамические процессы могут происходить при одновременном воздействии статических силовых факторов.

Наибольшую опасность создают природные и техногенные процессы, при воздействии которых частота возбуждения близка к одной из собственных частот колебаний объекта. Результаты различных методов анализа динамического отклика строительных сооружений на воздействия, обусловили необходимость усовершенствования метода спектрального анализа строительных конструкций.

Проблема диагностики состояния зданий и сооружений всегда была актуальна, поскольку связана с безопасностью людей, экономическими и экологическими последствиями. Строительная наука и геофизика, в частности сейсмометрия, подходят к ее решению по разному. Строителей интересует, главным образом, статическое состояние изучаемого объекта, преимущественно свойства материалов, работа отдельных узлов конструкций. Сейсмометрия нацелена на анализ динамики сооружений. Сейсмические методы получили развитие в направлении изучения реакции сооружений на сильные воздействия [Селезнев, Еманов, 2004].

Исследование технического состояния зданий и сооружений с помощью проведения натурных обследований является самостоятельным направлением в строительной науке. Основной задачей натурных обследований, как правило, является определение способности здания противостоять нагрузкам и усилиям от вероятных воздействий, таких как статические, ветровые и сейсмические. Современным требованиям проведения обследования, наиболее полно отвечает инженерно-сейсмометрический метод (метод случайных возмущений или метод передаточной функции), который позволяет проводить обследование без нанесения повреждений несущим и ограждающим конструкциям, в режиме реальной эксплуатации здания.

Основой данного метода является теория колебаний механических систем при случайном воздействии. В данной теории показано, что реакция на заданное динамическое воздействие и динамические характеристики механической системы однозначно определяются передаточной функцией механической системы. В качестве случайного возмущения при обследованиях инженерно-сейсмометрическим методом выбран микросейсмический фон. Передаточные функции для пунктов системы наблюдения определяются относительно одного пункта наблюдения, расположенного в опорном сечении здания. Комплексная передаточная функция определяется как оптимальный фильтр Винера-Колмогорова и является функцией преобразования сигнала, зарегистрированного в опорном пункте, в сигнал в пункте наблюдения. Поэтому при неизменности технического состояния здания на период обследования передаточная функция не зависит от начального времени регистрации колебаний. Это свойство передаточной функции позволяет проводить обследование здания с помощью нескольких

датчиков, последовательно измеряя колебания в пунктах наблюдения, максимально приближённых к узлам сопряжения несущих конструкций.

Метод позволяет определять основные динамические характеристики строительных конструкций зданий и сооружений (частоты и формы собственных колебаний, декременты на частотах форм и т.п.) и по изменению этих характеристик во времени осуществлять мониторинг их технического состояния.

В Якутском филиале Геофизической службы СО РАН разработан новый метод, позволяющий проводить сейсмогеодинамические исследования строительных объектов. При этом изучается реакция не только на сильные упругие воздействия, но и на относительно слабые, присутствующие практически постоянно микросейсмические колебания Земли, отдалённых и близких землетрясений, транспорта городских агломераций и промышленных объектов. Составляющими комплекса исследований являются аппаратная часть, методический блок, программный модуль, позволяющие получить конечный результат. Комплекс исследований позволяет решать следующие задачи:

1. В диапазоне до 64 Гц определение частоты (периода) собственных колебаний объекта исследований в компонентах X , Y , Z на основе спектрального анализа сейсмической информации.

2. Определение амплитуд смещений объекта исследований для трех компонент – X , Y , Z , в точке измерения, вдоль профиля и по площади. Расчет полного вектора смещений в точке измерения.

3. Расчет логарифмического декремента затухания для каждой из компонент X , Y , Z и для каждой точки измерения на объекте.

Решение перечисленных выше задач может быть осуществлено достаточно оперативно, главным образом, непосредственно на объекте исследований. Напомним, что источником возбуждения при измерениях является микросейсмический шум естественного и техногенного происхождения, ветровые воздействия, собственные колебания здания и т. п.

В 2013–2014 году сотрудниками ЯФ ГС СО РАН были проведены сейсмогеодинамические исследования в рамках выполнения НИОКР: «Уточнение исходного сейсмического балла методом сейсмического микрорайонирования «Дом Правительства-2 (ДП-2) РС (Я) г. Якутск» (договор 9\13 от 31.07.2013 г.) и «Разработка проектно-сметной документации на обследование конструкций здания, разработка проекта усиления конструкций зданий Главного учебного корпуса СВФУ им. М.К. Аммосова» (договор 16\14 от 12.11.2014 г.), с ООО «Геотехнология». Данная работа носила вспомогательный характер и являлась одной из задач оценки, прочностных характеристик здания главного корпуса.

Регистрация колебаний зданий осуществлялась с помощью трёх трехкомпонентных сейсмических датчиков – двух перемещаемых и одного опорного, расположенного в опорном сечении здания (конструкции нулевого цикла). Положение опорного датчика оставалось неизменным в течение проведения обследования.

Определение значений частот собственных колебаний проводилось на основе анализа спектров ускорений, когерентности и передаточной функции, вычисленных по записям колебаний в пунктах наблюдения, а также спектра коэффициента бегучести волны. Анализ спектров проводился с использованием алгоритма, позволяющего определять частоты колебаний, соответствующие условиям временно-пространственного резонанса.

В результате исследований получены конкретные результаты по техническому состоянию тех узлов конструкций зданий, на которых были проведены исследования. Они дали положительные результаты.

Предлагаем обсудить необходимость выполнения нормативных требований Национального стандарта Российской Федерации – ГОСТ 53778-2010 «Здания и сооружения. Правила обследования и мониторинг технического состояния». Москва, Стандартинформ, 2010, на объектах г. Якутска.

Литература

Еманов А.Ф., Селезнев В.С. Инженерно-сейсмологические исследования зданий и крупных промышленных сооружений с использованием мощных вибрационных источников //Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. – Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, 2004. – С. 270–296.

ГЕНЕЗИС УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

В последние десятилетия большое внимание привлекают находки ультравысокобарических минералов во включениях в алмазах. К числу таких минералов относятся ферропериклаз, MgSi-перовскит, CaSi-перовскит, CaTi-перовскит, стишовит, фаза ТАРР. Наибольшее количество алмазов с включениями ультравысокобарических минералов обнаружено в россыпях и трубках района Джуина в Бразилии. Описаны они также в россыпях района Канкан в Гвинее, в кимберлитовых трубках провинции Слейв в Канаде, в россыпях и кимберлитах Южной Австралии [1].

Обычно предполагается, что ультравысокобарические алмазы образовались в зонах субдукции океанической литосферы в нижнюю мантию из углерода, содержавшегося в литосфере в рассеянном виде. Однако такому предположению противоречат отсутствие алмазоносных кимберлитов в многочисленных реальных островодужных и окраинно-континентальных зонах субдукции, а также от-

сутствие в кимберлитах ксенолитов метаморфизованной океанической коры – высокобарических гнейсов, кварцитов, мраморов.

При субдукционном генезисе не находят объяснение и многочисленные специфические особенности нижнемантийных алмазов. По данным Ф.В. Каминского [1] периклаз в них иногда имеет очень низкую магнезиальность, варьирующую от 0,36 до 0,90, тогда как при пиролитовом составе нижней мантии она должна быть равна 0,73 – 0,88. Пониженную магнезиальность иногда имеют и другие минералы включений.

Наиболее непонятно, почему во включениях в алмазах наряду с нижнемантийными минералами присутствуют и верхнемантийные фазы. Так в трубке DO-18 (провинция Слейв, Канада) нижнемантийные включения в алмазах составляют 11 %, остальные 89 % представлены верхнемантийными минералами [1]. Если магмы захватывали алмазы из пород нижней мантии, то как в эти же алмазы могли попасть минералы верхней мантии?

Природа всех этих особенностей ультравысокобарических алмазов становится понятной, если учесть, что в нижней мантии постоянно происходит подъем вещества, разогретого под влиянием ядра. Под воздействием гигантской декомпрессии при подъеме происходит переплавление содержащихся в нижней мантии тел основных эколоитов (затвердевших расплавов синаккреционного магматического океана), поскольку они на сотни градусов являются более легкоплавкими, чем вмещающие их ультраосновные кумулаты. В результате этого образуются очаги основных магм. Из них поднимаются огромные объемы преимущественно толеитовых магм траппов, океанических и складчатых областей. Фракционирование этих магматических очагов в условиях высокого давления под мощной литосферой приводит к образованию различных остаточных щелочно-основных расплавов и объясняет природу щелочного магматизма, завершившего образование толеитовых магматических пород на платформах и в океанических областях с мощной литосферой [2].

Очевидно, что при остывании и фракционировании очагов магм в условиях нижней мантии в них должны кристаллизоваться алмазы и ультравысокобарические минералы. Последние будут захватываться в виде включений в алмазах. При возобновлении подъема плюмов и поступлении их в область верхней мантии в остатках магматических очагов должны кристаллизоваться верхнемантийные минералы, которые захватывались образующимися алмазами. Это объясняет, казалось бы, парадоксальное присутствие в алмазах одной и той же трубки как нижнемантийных, так и верхнемантийных включений.

Базиты содержат обычно значительно больше кремнекислоты (43 – 53 %), чем кимберлиты (25 – 40 %). Доля округлых додекаэдров в кимберлитах и лампроитах в среднем резко увеличивается с 0 до 60 % при возрастании содержания кремнекислоты в этих породах с 24 до 50 % [2]. Это указывает на то, что при основном составе среды алмазообразования ультравысокобарические алмазы долж-

ны иметь преимущественно додекаэдрическую округлую форму. Действительно, в россыпи Рио Сорисо (Джуна, Бразилия) с нижнемантийными алмазами доля додекаэдров составляет 42 %, а октаэдров – 4 %.

Основные магмы являются в среднем значительно более железистыми, чем кимберлитовые. Это объясняет присутствие низкомагнезиальных ферропериклазов среди ультравысокобарических включений. Основные магмы содержат значительно меньше хрома, чем ультраосновные. Это должно быть причиной меньшей хромистости включений нижнемантийных минералов, чем верхнемантийных. Действительно, в фазе ТАРР, имеющей состав граната, содержание Cr_2O_3 составляет 1,34 – 3 %, тогда как в верхнемантийных гранатах из включений оно равно обычно 3 – 10 % [1]. Хромшпинель из включений в нижнемантийных алмазах также имеет пониженную величину хромистости. $100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ в трубке Пандреа равно 61 – 66 %, тогда как в верхнемантийных хромитах оно составляет 75 – 94 %. Как и в основных породах, нижнемантийные минералы из включений содержат пониженное количество никеля.

Таким образом, аномалии химического состава нижнемантийных минералов во включениях в алмазах (высокая железистость и глиноземистость, пониженное содержание магния, хрома, никеля, обилие стишовита) согласуются с составом основных магм и подтверждают образование нижнемантийных алмазов в кристаллизовавшихся и фракционировавшихся очагах этих магм в медленно поднимавшихся плюмах.

Рост давления, вследствие сокращения поля устойчивости и масштабов отсадки бедного кремнекислотой оливина, приводит к уменьшению содержания кремнекислоты в остаточных расплавах. Поэтому при фракционировании толеитовых магм в малоглубинных условиях возникают кислые остаточные расплавы, в условиях верхней мантии – щелочно-основные. В условиях нижней мантии отсадка в кристаллизовавшихся толеитовых магмах MgSi -перовскита, $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, имеющего в два раза большую величину отношения $\text{Si}/(\text{Mg,Fe})$, чем оливин, $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, и особенно отсадка стишовита, SiO_2 , должны были приводить к сильному обеднению остаточных расплавов кремнекислотой. Поэтому здесь фракционирование толеитовых магм, видимо, сопровождалось возникновением щелочно-ультраосновных остаточных расплавов. Это подтверждается широким развитием кимберлит-камафугитой магматической ассоциации в Бразилии, где наиболее часто встречаются ультравысокобарические включения в алмазах.

Литература

1. Каминский Ф.В. Минералогия и геохимия нижней мантии. Чтения им. В.И. Вернадского. Л. М.: изд. ГЕОХИ РАН. 2011. 65 с.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: СВФУ, 2014. 452 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗОВ СЕВЕРНЫХ РОССЫПЕЙ ЯКУТИИ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

На большинстве платформ присутствуют уникальные россыпи преимущественно округлых алмазов с неизвестными или точно не установленными коренными источниками. Например, вдоль юго-западного побережья Африки на 1500 км протягиваются прибрежно-океанические россыпи алмазов, запасы которых оцениваются в 1 – 3 миллиарда карат [2]. В этих россыпях алмазы очень крупные (средняя масса около 2 карат) и высококачественные. Ближайшие к ним кимберлитовые трубки не алмазоносны или скудно алмазоносны, встречающиеся в них алмазы мелкие и высокодефектные. Поэтому обычно предполагается, что алмазы в эти россыпи привнесены из продуктивных кимберлитовых трубок (Кимберли, Премьер, Орапа и др.), расположенных примерно в полтора тысячах километров от россыпей. Однако такому предположению противоречит несмачиваемость алмазов водой и поэтому плохая их переносимость, особенно крупных кристаллов. Кроме того, в этих россыпях алмазы механически не изношены (лишь в 5 % кристаллов есть следы износа) [2].

Другим примером являются россыпи северной Якутии. Здесь на сравнительно небольшом по площади бассейне р. Эбелях находится 52,3 % россыпных алмазов России [1]. Это привело к предположению, что коренные источники россыпей северной Якутии были уникально богатыми. Однако десятки лет геологических исследований не привели к их открытию. Обнаруженные трубки в районе северных россыпей не алмазоносны или скудно алмазоносны. Выяснилось также, что широко распространенные (до 57 %) в россыпях темные округлые алмазы V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову в кимберлитах Якутии вообще отсутствуют.

Чаще всего предполагается, что алмазы этих россыпей принесены из трубок, существовавших в прошлом на сотни километров севернее в дельте р. Лены или в районе Приверхоянского прогиба. Однако северные россыпи содержат в основном гальку местных пород, тогда как при поступлении алмазов с севера в них должно было бы находиться большое количество обломков разнообразных вулканитов, широко распространенных на окраине Сибирской платформы. В россыпях дальнего переноса не должны присутствовать высокодефектные кристаллы алмазов вследствие их разрушения при перемещениях [2]. Между тем, в северных россыпях до половины алмазов составляют трещиноватые переполненные включения высокодефектные разновидности V и VII. Кроме того, реки обычно текут с центральных в краевые части континентов, поэтому предполагаемый перенос алмазов навстречу их течению выглядит маловероятным.

Для многочисленных россыпей с неустановленными коренными источниками во всем мире характерна высокая доля округлых додекаэдровидов алмаза. В россыпях Вишерского Урала их доля достигает 80 – 90 %, в северных россыпях Якутии она чаще всего составляет 60 – 70 % [1]. Анализ [3] показал, что округлые алмазы сформировались в результате накопления кремнекислоты на поздних стадиях образования кимберлитовых остаточных расплавов при кристаллизации магматического океана. Это приводило к резкому возрастанию их вязкости, к снижению скорости диффузии углерода в них и, в связи с этим, к сокращению площади возникавших слоев роста на гранях кристаллов. Такой генезис округлых алмазов подтверждается существованием прямой зависимости доли этих алмазов от содержания кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах, наличием округлой внутренней зональности в некоторых кристаллах, резко пониженной величиной удельной интенсивности рентгенолюминесценции в округлых алмазах по сравнению с плоскогранными [3]. Из этого следует, что коренным источником северных россыпей в основном были лампроиты и близкие к ним щелочно-основные породы, поскольку они обычно содержат в полтора-два раза больше кремнекислоты, чем кимберлиты. Однако не ясно, почему до сих пор в регионе не найдены высокоалмазоносные лампроитовые диатремы. Ответ на этот вопрос дают результаты расчетов количественных моделей эволюции магм при подъеме [3]. Из них следует, что относительно низкотемпературные магмы после вскипания при подъеме начинали интенсивно затвердевать под влиянием выкипания летучих компонентов при декомпрессии. Затвердевание заканчивалась взрывом верхних частей поднимавшихся магматических колонн под влиянием законсервированного высокого внутреннего давления газовой фазы. В результате формировались взрывные диатремы и различные брекчии. Глубина взрыва лампроитовых магм была во много раз меньше кимберлитовых, вследствие их более высокой температуры и меньшего содержания летучих компонентов. Поэтому наиболее распространенные лампроитовые диатремы должны были иметь протяженность десятки – первые сотни метров. При такой небольшой протяженности они должны были очень быстро полностью уничтожаться эрозией, поскольку уровень среза промышленных трубок в Якутии составляет сотни метров, а в Африке достигает полутора километров. Поэтому лампроитовые диатремы в районе северных россыпей, видимо, не сохранились.

Вследствие небольшой протяженности и объема образованных диатрем главная масса раздробленного взрывом алмазоносного материала выбрасывалась на земную поверхность и формировала покровы туфов. Большая часть этих покровов, вследствие их рыхлости и небольшой мощности, быстро перемывалась с перемещением алмазов в понижения и с образованием алмазоносных россыпей. Площадь распространения продуктов взрыва крупного вулкана могла достигать многих сотен тысяч квадратных километров. Это объясняет присутствие россыпей с неустановленными источниками на огромных площадях.

Остатки алмазоносных вулканических покровов могли сохраняться в том случае, если их материал падал в водоемы и быстро перекрывался более молодыми осадками. Сформированный таким материалом слой очень богатыми алмазами (до 13 кар/м³) туффизитов мощностью в десятки сантиметров обнаружен в породах триаса в приустьевой части р. Лены [1]. Их алмазы полностью идентичны таковым в россыпях. Аналогичные высокоалмазоносные породы установлены в местности Джуина в Бразилии.

Большинство лампроитовых и родственных им магм формировалась путем высокobarического фракционирования очагов толеитовых магм в плюмах, поднимавшихся под толстой континентальной литосферой. Это подтверждается в основном эклогитовым парагенезисом включений в округлых алмазах и приуроченностью содержащих их россыпей к окраинам платформ. Поэтому такие алмазы имеют плюмовое происхождение в отличие от кимберлитовых, кристаллизовавшихся в нижней литосфере.

Литература

1. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: ГЕО, 2007. 457 с. 2. Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Минорин В.Е. и др. Россыпи алмазов Мира. М.: Геоинформарк, 2005. 747 с.
3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: СВФУ, 2014. 452 с.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы Всероссийской научно-практической конференции

31 марта - 2 апреля 2015 г.

Печатается в авторской редакции
Компьютерная верстка *А.Я. Биллер*

Подписано в печать 24.03.15. Формат 70х100/16.
Печ.л. 45,15. Уч.-изд.л. 56,43. Тираж 150 экз. Заказ № 74.

Издательский дом Северо-Восточного федерального университета,
677891, г. Якутск, ул. Петровского, 5

Отпечатано в типографии Издательского дома СВФУ