

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

2-4 апреля 2013 г.

Том II

Якутск 2013

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

**Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России:
материалы всероссийской научно-практической конференции, 2-4
апреля 2013 г. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. – Том II. – 286 с.**

*Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками*

ISBN 978-5-7513-1760-7

© ИГАБМ СО РАН, 2013
© СВФУ, 2013

Содержание

Лыткин В.М., Галанин А.А.

Особенности строения и формирования современных морен хребта Сунтар-Хаята (на примере ледника №31)..... 7

Макаров В.Н.

Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых в закрытых районах криолитозоны..... 11

Макошин В.И., Кутыгин Р.В.

Проблема детализации зональной шкалы ассельско-сакмарских отложений Верхоянья по брахиоподам..... 16

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

Особенности распределения кальция в кимберлитах Якутской провинции... 21

Мишнин В.М., Соколов Е.П., Андреев А.П.

Наблюденная гравиметрия: результаты целевого применения для прогнозно-металлогенического анализа (на примере Алдано-Станового щита)..... 25

Мурзин Ю.А., Жижин В.И.

Геокриологические условия месторождения Ключус..... 29

Мустафин С.К.

Золотой потенциал Урала: современное состояние и инновационные перспективы расширения..... 33

Нестеренко Г.В., Бобошко Л.П.

Распределение золота в современных донных осадках Восточно-Сибирского моря..... 37

Никитин А.В., Петров В.А.

Оценка геомеханического состояния массива пород месторождения Северное Эльконского урановорудного района, Республика Саха (Якутия)..... 41

Николаев Ю.Н., Усенко В. В., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов

Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А.

Новые перспективные типы золоторудной минерализации Чукотки: поисковые критерии, минералогия, геохимия и условия образования..... 45

Николаева М.В.

Сравнение ингибиторов гидратообразования..... 49

Ним Ю.А.

Импульсное электромагнитное поле горизонтального магнитного диполя, погруженного в нефтегазонасыщенный пласт..... 52

Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В.

Россышное золото северного склона Алданской антеклизы и его возможная связь с месторождениями Алданского щита 56

Округин А.В., Мохначевский Г.В.

Строение и эволюция состава трахибазальтовых потоков Анюйского вулкана на северо-востоке России 60

Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С.

К вопросу о формировании химического состава родников в условиях многолетней мерзлоты..... 64

Павлушин А.Д.

Анализ анизотропии пространственно-неоднородной кристаллообразующей среды природных алмазов..... 68

Парада С.Г.

Зависимость состава газовой-жидких включений в золотоносных кварцах от состава вмещающих пород (на примере Амуро-Охотской провинции)..... 73

Парфёнов М.И. Геолого-геохимическая типизация пород и руд золото-сурьмяного месторождения Туманного (Восточная Чукотка).....	76
Петров А.Ф., Шибаетов С.В., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В. Особенности сейсмоструктурной обстановки на северо-востоке Якутии вдоль проектируемой магистрали «Евразия-Аляска».....	81
Полуфунтикова Л.И. Структурные и минералого-геохимические особенности метасоматитов (Тарынский рудно-россыпной узел, Восточная Якутия).....	85
Попов В.В. Определение параметров трещиноватых пластов по данным исследования скважин на установившихся режимах.....	88
Попов В.И. Исследование миграции высококонцентрированного рассола в породном массиве в условиях криолитозоны.....	96
Попов Г.И., Иудин М.М., Скрябин Р.М. Основные направления совершенствования шурфопроходческих работ в условиях многолетней мерзлоты.....	99
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Юдин С.В. Тектонические деформации южной части о. Бельковский (Новосибирские острова).....	104
Протопопов А.В., Мисников О.С., Панов В.В., Попов В.Ф. Оценка месторождений торфа в целях теплоснабжения в котельных Верхоянского района.....	108
Прудский Н.Д., Соколов К.О. Обоснование применения георадиолокации для изучения верхней части коренных пород россыпных месторождений Севера	112
Пуляев Н.А. О методике и результатах определения геохимической специализации горных пород, их формаций и структурно-вещественных комплексов.....	114
Пуляев Н.А. О перспективах обнаружения новых рудопроявлений золота на территории Алдано-Станового щита.....	121
Роев С.П. Минеральный состав магматических пород Дербее-Нельгехинского интрузивного ряда, их генетические особенности и рудоносность.....	125
Ройзенман Ф.М. Крупное комплексное месторождение полевошпатного сырья и графита в Алданском районе Якутии.....	129
Ройзенман Ф.М. Самое богатое в мире месторождение самого высококачественного графита Чебере в Алданском районе Якутии.....	132
Савва Н.Е. О возможной причине высокой сульфидности руд Омсукчанского рифтогенного прогиба.....	136
Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Журавкова Т. В. К вопросу о роли кислотно-сульфатного метасоматоза в эпитеермальном образовании сульфидов и селенидов золота и серебра.....	141

Семерня А.А., Ефремов В.С., Данзанова М.В.	
О влиянии сезонных охлаждающих установок на изменение мерзлотно-гидрогеологических условий на участках строительства крупных зданий в г. Якутске.....	146
Сенкевич В.С.	
Геологическое строение и дистанционные критерии прогноза золото-серебрянного оруденения Ньюктаминского рудного узла.....	152
Ситников В.С.	
Глобальные аспекты нефтегазонакопления в Предпатомской краевой части Сибирской платформы.....	159
Скрябин А. И.	
Роль нескрытого интрузива в размещении месторождений Бургуатского узла Улахан-Сисской зоны Куларского района.....	163
Смелов А.П., Зайцев А.И.	
Новые данные о возрасте и изотопном составе углерода алмазов Якутии, связь с эволюцией литосферы Северо-Азиатского кратона.....	167
Соколов К.О.	
Фрагментация георадиолокационного разреза на основе амплитудно-временных характеристик сигналов.....	171
Соловьев Е.Э., Кычкин В.А.	
Комплексирование геофизических методов при поисках рудных зон Верхне-Индибирского золотоносного района.....	173
Суворов В.Д., Мельник Е.А., Ефимов А.С., Сальников А.С.	
Скоростная модель верхней части земной коры по профилю 3 ДВ.....	178
Суплецов В.М.	
Парадоксы рудно-россыпной золотоносности Куларского горнопромышленного района.....	182
Суплецов В.М., Серкебаева Е. С.	
Прошлое и настоящее рудника Бадран.....	187
Сушкин Л.Б.	
Главные черты металлогении урана на северо-востоке России.....	193
Сушкин Л.Б.	
О рудоносности Арктического циркум-полярного пояса Земли.....	198
Татьков Г.И., Бадерин А.М., Татьков И.Г., Астахов Н.Е., Цыденов А.Б.	
Структурные геофизические исследования при поисках неравновесного уранового оруденения на территории Тонгокочинского района Забайкальского края.....	202
Тимофеев Н.Г.	
О совершенствовании техники и технологии бурения скважин большого диаметра при разведке россыпных месторождений в условиях многолетнемерзлых пород.....	206
Толстов А.В.	
Особенности разведки переотложенных кор выветривания карбонатитов.....	210
Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В.	
Сдвиговая модель формирования разломов района Неждановского золоторудного месторождения (восточная Якутия).....	215
Урбан А.А., Галанин А.А.	
К вопросу о строении отложений тукуланов Центральной Якутии.....	218
Федоров Л.Н., Ермаков С.А.	
Буровая коронка с механическим креплением резцов.....	223

Филиппов В.Р., Павлов А.Г.	
Методы профориентации геологической профессии.....	227
Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н.	
Длительно развивающиеся разломные зоны Тарынского рудного узла и обстановки локализации оруденения.....	229
Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М.	
Разработка физико-геологической модели месторождения Наталка.....	235
Черепанова А.М., Торговкин Н.В.	
Влияние засоления на геокриологические условия г. Якутска	239
Чжан Т.Р., Максимова Н.А.	
Температурный режим грунтов левобережной приплотинной зоны Вилюйской ГЭС-3	242
Шайбеков Р.И., Гайкович М.М.	
Хромовая руда в ультрамафитах участка «Кершорский» Кершорско-Трубаюссского рудного поля (Полярный Урал).....	245
Шарафутдинов В. М., Хасанов И. М.	
Субвертикальные зоны электрической проводимости и их связь с эндогенными рудными узлами в пределах Яно-Колымской складчатой системы «корреляционные связи электрических свойств горных пород и рудной минерализации месторождения Наталка»	251
Шахурдина Н.К., Проценко Е.В.	
Структурные особенности кимберлитовмещающих образований Верхнемунского поля.....	255
Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Диденко А.Н., Сальников А.С., Заможная Н.Г., Яковлев Д.В., Суворов В.Д.	
Тектоника и глубинное строение зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ Хандыга – Адыгалах.....	259
Шепелев Н. Г., Шепелева Я.П.	
Гидрогеологическое моделирование Центрально-Якутского месторождения подмерзлотных вод (территория г. Якутска)	264
Шепелев Н. Г., Шепелева Я.П.	
Гидрогеологическое районирование северо-востока Сибирской платформы...	267
Шкодзинский В.С.	
Природа особенностей состава и размещения кимберлитов.....	271
Шкодзинский В.С.	
Эволюция процессов алмазообразования в мантии.....	275
Яковлев В.Г.	
Генетические группы алмазов I и V минералогических разновидностей, извлеченных из пород карнийского яруса Нижне-Ленского района северо-восточной части Сибирской платформы.....	279

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРЕН ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА (НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА №31)

Лыткин В.М., Галанин А.А.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск

Геологическая деятельность ледников хребта Сунтар-Хаята представлена различными процессами - экзарация ложа, перенос и последующая аккумуляция обломочного материала. Результаты этих процессов выражаются в формировании цирков и каров, троговых долин, имеющими до нескольких километров ширины и десятки километров длины, нунатаками, друмлинами, а также различными по морфологии моренными грядами [1]. Они представляют большой интерес, поскольку являются полихронными образованиями, отражающими динамику ледников во времени.

В ходе полевых исследований ледников №29 и №31 на г. Мус-Хая летом 2012 г. авторами были отмечены и описаны современные моренные образования, сформировавшиеся с Малого ледникового века до настоящего времени. Маршрутная съемка и детальное изучение отдельных моренных гряд выявило схожие морфологические черты между разновозрастными моренными комплексами, включая количество осцилляционных гряд. Геоморфологические маршруты и GPS-картографирование при исследовании ключевых участков организовывались таким образом, чтобы последовательно проследить линии простираения основных гляцио-геоморфологических элементов – гребней морен, днищ разделяемых их маргинальных каналов. Отдельные маршруты были выполнены в крест долины от боковых краев ледников вверх по борту с пересечением боковых морен, маргинальных каналов и абразионных уступов.

Наиболее яркими образованиями аккумулятивной морфоскульптуры ледников являются отшнурованные блоки глетчерного льда, боковые морены, содержащие в своем ядре до 80% льда. Более старые, голоценовые

морены имеют весьма «дряхлый вид», поскольку интенсивно преобразованы с поверхности морозным дроблением, пучением и сортировкой. Степень криогенного преобразования отложений начинает существенно проявляться уже в моренах, которые залегают в языковой части ледника, и она интенсивно возрастает вниз по долине р. Бургали.

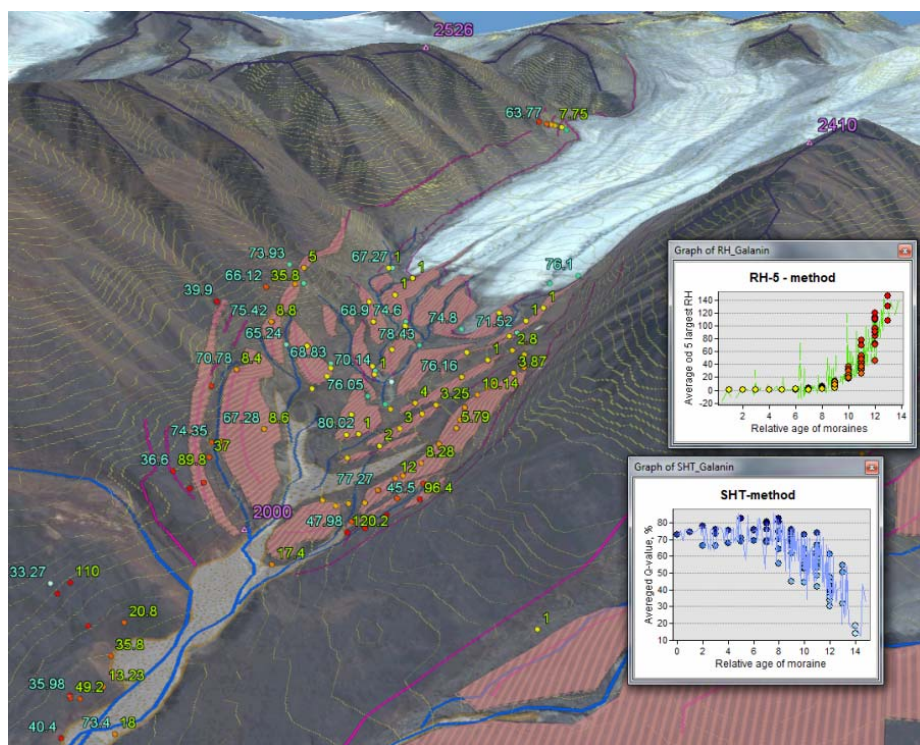


Рис. 1. Трехмерная гляцио-геоморфологическая схема ледника № 31 с точками полевых наблюдений и оценки возраста позднеголоценовых морен. На графиках отражены результаты датирования с использованием лихенометрии и теста остаточной прочности

Все морены ледникового комплекса имеют высокий рельеф до 100 метров в высоту и представляют собой блоки глетчерного льда интенсивно насыщенные обломочной материалом. Эти блоки образовались в результате прорезания и отшнуровывания от основного тела ледника.

Моренные комплексы представляются весьма хаотическими, трудно проходимым нагромождениями - бедлендами. Но при наблюдении на детальных космических снимках они проявляют весьма упорядоченную структуру, состоящую из 3-х изолированных гряд, разделенных глубокими краевыми каналами стока (рис. 2а, б). Эти три основные гряды имеют напорно-насыпной тип и характеризуются гребневидными бровками с крупными глыбами и валунами. Междуосновными насыпными моренами

вложены льдистые морены несколько иного морфологического типа, представляющие собой изолированные блоки с относительно ровными поверхностями и крутыми, местами отвесными бортами. Эти морены хаотично пересекаются термоэрозионными каналами стока, в том числе внутренними туннелями сложного строения (рис. 2в, г).

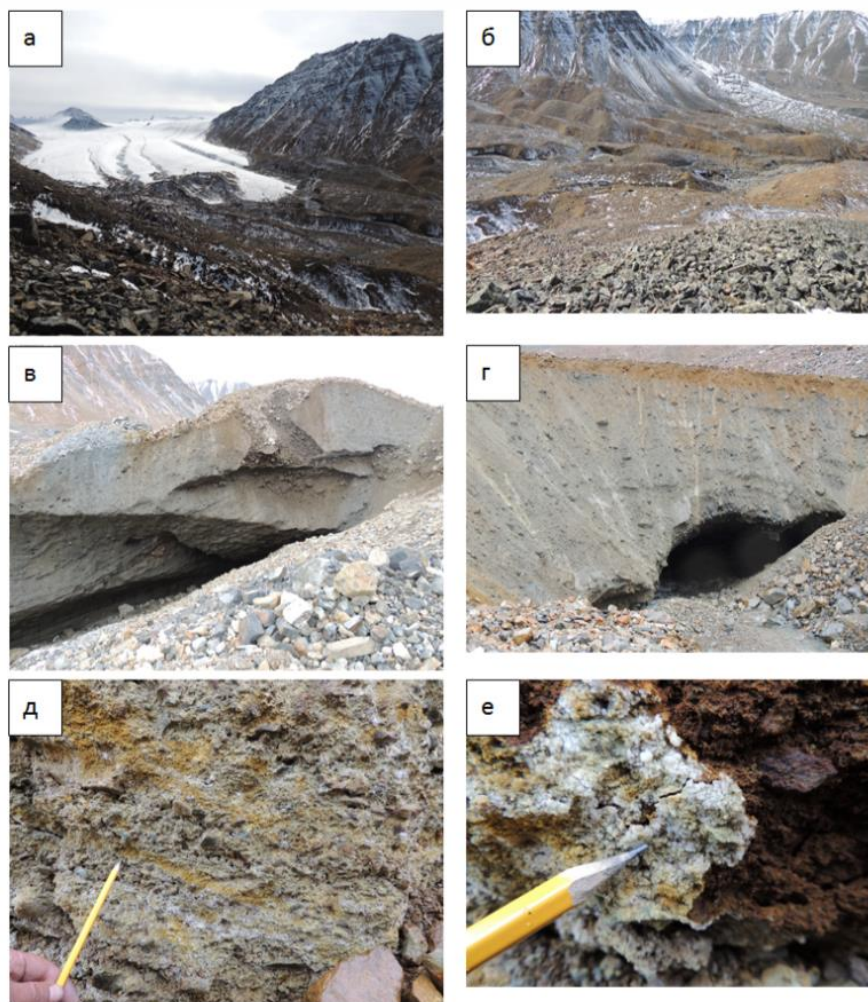


Рис. 2. Некоторые черты морфологии морен ледников № 31

Моренные комплексы преимущественно сложены окремнелыми и ороговикованными черными алевролитами, с многочисленными прожилками кварца. В некоторых моренах встречается большое количество метасоматических пород с сульфидно-полиметаллической минерализацией. В результате вытаивания льда и аэрации в подобных моренах происходит окисление сульфидов и автоцементация материала гидроокислами железа. На поверхности морены происходит отложение мелкотабличатых и остроконечных кристаллов с перламутровым блеском повышенной хрупкости и низкой твердости. Данный минерал растворяется в соляной

кислоте. Проведенный рентгенофазовый анализ образца на дифрактометре ДРОН-2 показал, что данный минерал является гипсом (см. рис. 2 д,е). Минералогический состав тяжелой и легкой фракции мелкозематаких морен был изучен на основе 2-х образцов, отобранных с глубины 77 и 209 см от поверхности, с помощью иммерсионного минералогического анализа И.В.Климовой (см. табл.)

Таблица.

Минералогический анализ

Минералы	Тяжелая фракция (уд.вес > 2,9)		Минералы	Легкая фракция (уд.вес < 2,9)	
	77	209		77	209
Эпидот Цоизит	21.5	1.4	Кварц	12.3	4.7
Пироксены мон.	6.0	0.6	Полевые шпаты	25.9	19.8
Пироксены ромб.	3.0		Агрегаты (полиминеральные)	50.8	20.0
Амфиболы	4.2	2.5	Подсчитано зерен:	348	339
Гранат	0.2		Гидроокислы железа	11.0	55.5
Циркон	0.5				
Апатит	0.5				
Турмалин	0.5	0.3			
Сфен	0.2				
Рутил		0.3			
Хлорит	3.0	1.9			
Агрегаты полиминеральные	45.5	30.0			
Гидроокислы железа	14.9	63.0			
Подсчитано зерен:	404	353			
Содержание магнитной фракции (в % к.т.фр.)	2.1	0.8			
Выход тяжелой фракции	6.8	10.8			

Минералы в этих образцах слабоокатаны, также встречаются угловато-окатанные образцы, хорошо окатанные эпидоты и хлориты. Зерна разной сохранности. Эпидоты встречаются свежие (прозрачные, чистые) и измененные, преобладает цоизит. Амфиболы зеленые и бесцветные, наблюдаются видимые трещины на поверхности. Гидроокислы железа рыжего цвета, агрегатные.

В составе тяжелой и легкой фракции преобладают полиминеральные агрегаты, которые состоят из гидрослюда, гидроокисел железа, глинистых минералов. Полиминеральные агрегаты бываю темного цвета и почти

черные в разной степени ожелезненные, мелко-чешуйчатого строения. В легкой фракции полевые шпаты плохой сохранности, часто загрязнены бурыми потеками с черными точечными включениями.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 11-05-11-05-00318-а.

Литература:

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

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЗАКРЫТЫХ РАЙОНАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Макаров В.Н.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск
Makarov@mpi.ysn.ru

Острая потребность наращивания запасов полезных ископаемых в районах деятельности горнодобывающих предприятий и необходимость геологического изучения новых перспективных территорий страны выдвинула проблему поисков в сложных геологических условиях – на закрытых территориях.

Общая площадь закрытых районов в пределах криолитозоны России составляет 2,5 млн. км², или около 15 % территории России [4]. В их пределах могут быть выявлены не только новые объекты, в том числе и не выходящие на поверхность, но и принципиально новые рудные и россыпные районы.

Вопрос о глубинных геохимических поисках в закрытых районах впервые рассмотрен А.Н. Еремеевым и А.П. Солововым [3]. Этими же исследователями введено понятие о “представительном” горизонте для опробования, который определяется как “... наиболее приближенный к дневной поверхности горизонт надежного и максимального площадного

развития ореолов рассеяния” [3, стр. 66]. В зависимости от конкретных геологических условий “критические горизонты” могут быть частично или полностью обнажены на поверхности или скрыты на глубине.

Ю.Е.Саэт [9], оценивая практическое значение наложенных геохимических ореолов рассеяния, указывал на возможность их широкого использования для поисков рудных месторождений на наиболее сложных в этом отношении закрытых территориях. Исследования по наложенным ореолам на базе ландшафтно-геохимического анализа позволяют локализовать перспективные территории, выбрать участки для проведения горно-буровых работ.

Считается, что за пределами распространения многолетнемерзлых пород погребенные месторождения проявляются на поверхности только для тех полезных ископаемых, которые образованы легко растворимыми минералами (например, солями), создающими в подземных водах отчетливые гидрогеохимические аномалии. Большинство же других полезных ископаемых требует применения не только наземных, но и глубинных поисков для выявления скрытых объектов [1].

Теоретически геохимические поиски подобных объектов, заключенных в толще низкотемпературных мерзлых пород, возможны биогеохимическими методами - при залегании рудного тела или россыпи в пределах влияния корневой системы растений, которая в тундровой зоне не превышает 1-1,5 м, а в таежной - 2-3 м [7], т.е. относительно неглубокозалегающих объектов и гидрогеохимическими - когда скопление полезного ископаемого расположено в контуре временного или постоянного талика.

Возможны глубинные геохимические поиски погребенных месторождений путем бурения скважин до глубины залегания представительного горизонта (как правило, продуктивного пласта) и опробования рыхлых отложений по определенной сети. Например, продуктивные на золото стратиграфические комплексы кайнозойских отложений Куларского золотоносного района (Север Якутии) отличаются определенными геохимическими особенностями. Для них характерно накопление халькофильных (Ag, Sb, As, Bi) и литофильных, в основном

редкоземельных (Y, Yb, La, Ce) элементов, фиксирующих и контур погребенных россыпей в разрезе кайнозойских отложений [6]. Однако использование глубинных поисков связано с большими объемами бурения из-за значительной глубины залегания представительного или базального горизонта в перспективных районах - аккумулятивных равнинах, а, следовательно, и большими затратами. Кроме того, значительные объемы бурения, особенно в тундре, создают проблемы экологического характера.

Более перспективны геохимические поиски месторождений полезных ископаемых в закрытых районах по механическим или солевым наложенным криогенным ореолам. Образование криогенных механических ореолов над погребенными рудными и россыпными месторождениями связано с процессами формирования жильных льдов. Ледяные жилы растут вверх по мере накопления и сингенетического промерзания рыхлых отложений. В ходе роста ледяных жил по их контактам в приповерхностные слои мигрирует и рудный материал, что может использоваться при поисках. Вертикальные размеры ледяных жил могут достигать 30-40 м. Максимальное развитие ледяных жил связано с покровными отложениями ледового комплекса, что ограничивает возможности поисков месторождений полезных ископаемых по механическим криогенным ореолам, как по площади, так и по глубине. Литохимические криогенные механические ореолы, как правило, формируются над неглубоко погребенными рудными и россыпными месторождениями. Однако открытие новых районов с простыми типами мелкозалегающих россыпей, например, на старых золотодобывающих территориях Северо-Востока России, мало вероятно.

Для поисков глубокозалегающих погребенных рудных и россыпных месторождений перспективно использовать геохимические методы, основанные на выявлении криогенных наложенных ореолов [5]. Формирование подобных ореолов происходило в условиях отрицательных температур, существующих, на большей части территории Северо-Востока Азии, с первой половины плейстоцена. Экспериментальные данные показали, что при отсутствии гравитационной влаги (при $t < 0^\circ$) процесс миграции имеет диффузионный характер, определяемый подвижностью

ионов и геометрией жидких пленок незамерзшего раствора - их протяженностью и толщиной. Характерно в связи с этим наблюдаемое в криогенных геохимических полях широкое распространение легкорастворимых форм химических элементов, обладающих высокой миграционной подвижностью в многолетнемерзлых породах. Установленная вертикальная протяженность криогенных наложенных ореолов сформировавшихся в аллохтонных отложениях над россыпными месторождениями золота составляет 40-50 м (Кулар), а во льдах ледников перекрывающих золото-вольфрамовое месторождение Кумтор – 134 м (Тянь-Шань).

При районировании территории Якутии по условиям ведения геохимических поисков, проведенном на ландшафтно-геохимической основе, закрытые районы отнесены малоблагоприятным и неблагоприятным категориям [8]. К малоблагоприятным для геохимических поисков отнесены северо- и среднетаежные ландшафты, характеризующиеся выровненностью поверхности (относительные превышения 50-150 м), с очень редкими выходами коренных пород (в основном по долинам рек), с мощными (до 10 м) элювиально-делювиальными отложениями на водоразделах и развитием аллохтонных отложений по долинам. Отмечалось, что в этих условиях возможно формирование ослабленных или не выходящих на поверхность вторичных литохимических ореолов рассеяния, причем на севере они приурочены к участкам криогенного микрорельефа.

Обширные территории, перекрытые мощным чехлом дальнепринесенных отложений четвертичного возраста - приморские равнины и ряд наложенных впадин отнесены к неблагоприятным для геохимических поисков в приповерхностном варианте, где возможны только глубинные геохимические поиски путем опробования керна скважин.

Поиски месторождений твердых полезных ископаемых в областях криолитозоны осуществляются различными видами геохимических методов, использование которых зависит от конкретных ландшафтно-геохимических условий. Для оценки общих перспектив территории на

наличие полезных ископаемых как в горно-складчатых, так и закрытых районах наиболее эффективны комплексные поиски по потокам рассеяния, по методике применяемой геологами Якутии с 70-х годов XX века. Проведение подобных поисков в закрытых районах позволяет обнаруживать гипергенные аномалии скрытых эндогенных и экзогенных месторождений, установить связь геохимических ореолов и потоков с геолого-структурными элементами погребенного рельефа коренного цоколя и расшифровать его геологическое строение, провести металлогеническое районирование территории.

Перспективны и атмохимические поиски погребенных рудных месторождений по ореолам рассеяния “рудных” и попутных газов, возможности которых показаны исследованиями, выполненными на Сибирской платформе в районе широкого развития траппов [2].

В закрытых районах гипергенные ореолы над погребенными объектами могут быть выявлены литохимическими съемками по вторичным ореолам при мощности жильных льдов, достигающих продуктивных или представительных горизонтов, или по наложенным криогенным ореолам рассеяния. В условиях ограниченного развития повторно-жильных льдов или большой глубины залегания представительного горизонта (коренных пород), поисковые и детальные работы следует ориентировать на выявление криогенных наложенных литохимических ореолов в комплексе с поисками по потокам рассеяния, а на участках перспективных аномалий - глубинных литохимических съемок. Причем лито- и гидрогеохимические исследования позволяют выделять перспективные металлоносные палеодолины и локализовать участки развития криогенных наложенных ореолов, связанных с наличием рудно-россыпных объектов на глубине.

Литература:

1. Аристов В.В., Ляхов Л.Л. Наземные и глубинные поиски скрытых месторождений твердых полезных ископаемых / В.В. Аристов, Л.Л. Ляхов // Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1982, № 4, с. 77-104; № 5, с. 89-109.

2. Воробьев С.А., Юркевич Ю.Р. Геохимические поиски кимберлитов под базальтовыми покровами / С.А. Воробьев, Ю.Р. Юркевич // Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1986, № 9, с. 57-64.
3. Еремеев А.Н., Соловов А.П. Глубинные поиски погребенных месторождений / А.Н. Еремеев, А.П. Соловов // В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. - М.: Госгеолиздат, 1963. с. 5-20.
4. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений / В.И. Красников. - М.: Недра, 1965. 399 с.
5. А. с. 1246752 СССР, МКИ G 01 V 9/00. Способ геохимических поисков погребенных россыпей золота / В.Н.Макаров ; Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. – 3861158/24-25 ; заявл. 05.03.85 ; опубл. 22.03.86, Бюл. № . – 3 с.
6. Макаров В.Н., Винокуров И.П. Геохимические поиски скрытых месторождений в криолитозоне (наложенные криогенные ореолы рассеяния). - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1988. - 108 с.
7. Малюга Д.П. Биогеохимические методы поисков рудных месторождений / Д.П.Малюга. - М.: Наука, 1973. Изд. АН СССР, 1963. - 264 с.
8. Методическое руководство по геохимическим методам поисков рудных месторождений в Якутии/ [Н.П. Чибисов; редколлегия] ; м-во геологии РСФСР, ЯТГУ - Якутск: Якутское книжн. изд., 1977.-130 с.
9. Сает Ю.Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений / Ю.Е. Сает. - М.: Наука, 1982. - 168 с.

ПРОБЛЕМА ДЕТАЛИЗАЦИИ ЗОНАЛЬНОЙ ШКАЛЫ АССЕЛЬСКО-САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОЯНЬЯ ПО БРАХИОПОДАМ

Макошин В.И., Кутыгин Р.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
ultras_33.89@mail.ru, kutygin@diamond.ysn.ru

В связи с возросшим интересом к геологическому строению арктических территорий Якутии, актуальной является проблема уточнения и детализации стратиграфических шкал. Поскольку в нижней части перми доминирующей группой беспозвоночных являются брахиоподы, выяснение

их систематики и стратиграфического распространения имеет важное значение для корреляции вмещающих отложений.

В 90-х годах прошлого века различными исследователями были предложены несколько вариантов зонального деления нижнепермских отложений Верхоянья по брахиоподам [4, 7]. Различные были представления и о региональном стратиграфическом делении. Нижняя пермь Верхоянья вначале относилась исследователями к бытантайскому горизонту, согласно Решениям Сибирского стратиграфического совещания МСК, прошедшего в 1979 г. в Новосибирске. Позже вместо этого крупного регионального стратона в Верхоянье стали использоваться два более мелких горизонта - хорокытский (мегенский) и эчийский [1, 7].

В нижней части пермских отложений региона Р.В. Соломина предложила выделять три последовательные зоны [7]. В мегенском горизонте была установлена зона *Jakutoproductus protoverchoyanicus*, относимая Р.В. Соломиной к ассельскому и сакмарскому ярусам. В эчийском горизонте выделялись зоны *J. crassus* и *J. verkhoyanicus*, отвечавшие артинскому ярусу.

Еще ранее А.Г. Клец [4] выделил в бытантайском горизонте 5 последовательных зон: *J. expositus*–*Pterospirifer terechovi*, *Quinquenella pseudobrama*, *J. verkhoyanicus*–*Spirelitha fredericksi*, *J. rugosus*–*Alispiriferella gydanensis*, *J. burgaliensis*–*S. kislakovi*. По мнению А.Г. Клеца первая зона относится к ассельскому, вторая и третья к сакмарскому, а четвертая и пятая к артинскому ярусам. Автором не исключался каменноугольный возраст зоны *J. expositus*–*P. terechovi*. Позже А.Г. Клец с коллегами провел детальное изучение опорных разрезов перми Западного Верхоянья, что позволило существенно модернизировать шкалу [5]. Вместо зоны *J. expositus*–*P. terechovi* была выделена зона *J. protoverchoyanicus*, а комплекс фауны зоны *Q. pseudobrama* был отнесен к зоне *J. verkhoyanicus*–*S. fredericksi*. Оставшиеся две зоны существенных изменений не претерпели.

Согласно последней Региональной схеме пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона [6] в нижней части перми установлены хорокытский и эчийский горизонты. Стратотип хорокытской свиты был предложен В.Н. Андриановым в правом скалистом берегу р. Дьеленджа,

против устья р. Хорокыт [1]. Эчийская свита выделена Н.П. Херасковым в Эндыбальском районе [8]. Биостратиграфическая часть новой региональной схемы была основана на зональной шкале, разработанной А.Г. Клецом [5], однако сами биостратоны были переведены в ранг слоев с брахиоподами. В хорокытском горизонте выделялись слои с *J. verkhoianicus*, а эчийский горизонт (без верхней части, относимой к “хабахским слоям”) устанавливалась последовательность слоев с *J. rugosus* и *J. burgaliensis*. В этой схеме слои с *J. verkhoianicus* были отнесены к ассельскому ярусу, слои с *J. rugosus* датировались сакмарским и раннеартинским возрастом, а зона *J. burgaliensis* - позднеартинским. Важное изменение датировки коснулось слоев с *J. protoverkhoianicus*, которые были отнесены к верхнему карбону.

Ярус	Горизонт	Слой с брахиоподами в Региональной схеме	Слой с брахиоподами (авторский вариант)	Басс. р. Тумары, р. Дьеленджа	Аркачан-Эчийское междуречье	Басс. р. Дянышки, руч. Мутный	Басс. р. Келе, руч. Рыжий	Басс. р. Барайа, р. Талчан
АССЕЛЬСКИЙ - САКМАРСКИЙ	Эчийский	Эчийский	Эчийская свита	Эчийская свита	Эчийская свита	Эчийская? свита	Эчийская? свита	Эчийская свита
Хорокытский	Хорокытский	Хорокытский	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская? свита	Хорокытская? свита	Хорокытская свита
Хорокытский	Хорокытский	Хорокытский	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская? свита	Хорокытская? свита	Хорокытская свита
Хорокытский	Хорокытский	Хорокытский	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская? свита	Хорокытская? свита	Хорокытская свита
Хорокытский	Хорокытский	Хорокытский	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская свита	Хорокытская? свита	Хорокытская? свита	Хорокытская свита

Рис. Стратиграфическое распространение брахиопод рода *Jakutoproductus* в основных разрезах нижней части перми Западного Верхоянья.

В Колымо-Омолонском регионе В.Г. Ганелиным [3] в ассельско-сакмарских и артинских отложениях было установлено шесть биостратиграфических зон (лон). В орочском «региоярусе» (горизонте)

выделены зоны *Verchojania mirandus* и *V. expositus*. Выше них залегает зона *J. insignis*, отнесенная к низам огонерского региояруса. Эти зоны, по мнению В.Г. Ганелина, имеют ассельско-сакмарский возраст. Помимо зоны *J. insignis* в огонерском горизонте выделены зоны *J. terechovi* и *J. rugosus*, относимые к артинскому ярусу. В нижней части коаргычанского горизонта установлена зона *J. burgaliensis-Litophaga gigantea* верхнего артина. Такое зональное деление было использовано в Региональной схеме пермских отложений Колымо-Омолон-Чукотского субрегиона [6].

Следует отметить, что в последних Региональных схемах пермских отложений Верхояно-Охотского и Колымо-Омолон-Чукотского субрегионов приводятся два разных сопоставления брахиоподовых зональных шкал [6], что вылилось в принципиально различные варианты корреляции нижней части перми двух субрегионов. Это несогласование региональных схем требует углубленного пересмотра биостратиграфических данных нижней части перми с привлечением специалистов обоих регионов.

С целью детализации биостратиграфической схемы нижней перми Верхоянья авторами изучаются раннепермские брахиоподы из опорных разрезов Западного Верхоянья (басс. рр. Дулгалах, Тумара, Келе, Дянышка, Барайы). Уже предварительные результаты показали, что в нижней части "слоев с *J. rugosus*" [6] вместо вида-индекса присутствует последовательность двух комплексов брахиопод: с *J. insignis* и *J. cf. terechovi*. Это служит основанием для обособления в нижней части эчийского горизонта ("слои с *J. rugosus*") Верхоянья слоев с *J. insignis* и слоев *J. cf. terechovi* (рис.). Выделение этих слоев в Верхоянье позволяет не только уточнить внутрирегиональную корреляцию сакмарских отложений, но и пересмотреть сопоставление биостратиграфических шкал нижней части перми Верхояно-Охотского и Колымо-Омолонского регионов по присутствию в разрезах общих зональных видов. Нерешенной проблемой остается выяснение стратиграфического положения видов *J. rugosus* и *J. burgaliensis* в разрезах нижней перми Западного Верхоянья.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00053, 11-05-00950, , 12-05-31158мол_а и Программы Президиума РАН № 23 (Арктика).

Литература:

1. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Андрианова В.А. и др. Обоснование детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1975. С. 50-94.
2. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
3. Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194-209.
4. Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья // Пределы точности биостратиграфической корреляции. Труды XXXVI сессии ВПО. М.: ПИН РАН, 1995. С. 37-47.
5. Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2005. 241 с.
6. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
7. Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отеч. геология. 1997. №3. С.37-43.
8. Херасков Н.П., Колосов Д.М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 114 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАЛЬЦИЯ В КИМБЕРЛИТАХ ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Минин В.А.¹, Василенко В.Б.¹, Кузнецова Л.Г.¹,
Толстов А.В.¹, Зинчук Н.Н.²

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

г. Новосибирск, minin@igm.nsc.ru

²*Академия наук РС (Я)*

Главной особенностью кимберлитов, отличающей этот класс пород от других членов магматического сообщества, является обилие ксеногенного материала, захваченного родоначальным расплавом на пути следования к верхним этажам литосферы и в местах становления диатрем. Для описания кимберлита в терминах магматической геологии и для петрологических построений необходимо исследовать состав связующей массы, освобожденной от ксеногенного материала. В кимберлитовых телах Якутии наибольшим распространением пользуются ксенолиты известняков, глинистых известняков, реже доломитов, поскольку вмещающими их породами являются карбонатные толщи раннего палеозоя. Обилие ксенолитов вмещающих известняков привело к представлению о невозможности их полного извлечения из кимберлита. Как следствие большая часть кальция в кимберлите связывалась с процессами коровой (карбонатной) контаминации. В развитии этих взглядов появилась гипотеза о связи карбонатной компоненты кимберлитов с гидротермально-метасоматическими процессами, специфику которых определяют все те же вмещающие известняковые толщи. Авторы настоящей работы отстаивают альтернативную точку зрения, состоящую в признании того, что подавляющая часть кальция в кимберлитах Якутии имеет глубинное происхождение.

Процесс освобождения кимберлита от ксеногенного материала, в том числе и карбонатного, безусловно, сопровождается ошибками. Однако нет оснований считать, что ошибки связаны только с неполным извлечением

загрязняющего компонента. С равной вероятностью под видом ксенолитов могут извлекаться фенокристы и фрагменты связующей массы кимберлитов. Поэтому для минимизации примесной компоненты нами используется методика массового опробования кимберлитов [1]. Правомерность такого подхода определяется законом больших чисел, согласно которому среднее арифметическое достаточно большого числа случайных величин с вероятностью, сколь угодно близкой к единице, сколь угодно мало отличается от своего математического ожидания.

На рисунке 1А показаны средние составы кимберлитовых трубок Якутской провинции в координатах CaO-MgO. Как видно, между этими компонентами существует линейная отрицательная зависимость, характеризующаяся высоким коэффициентом корреляции, равным $r=-0.96$. В кимберлитах конкретных трубок тенденция сохраняется, но пределы варьирования компонентов расширяются (рис. 1Б). Минералогически эта регрессия отражает противостояние модальных оливина и кальцита. При возрастании содержаний CaO от 5 до 30% кальцит в связующей массе кимберлита практически полностью вытесняет оливин. Дальнейший рост содержаний кальция сопровождается вытеснением и оливиновых вкрапленников. Кальцит распределен в породе равномерно, образует призматические либо лейстовидные кристаллы, нередко содержит расплавные включения [2].

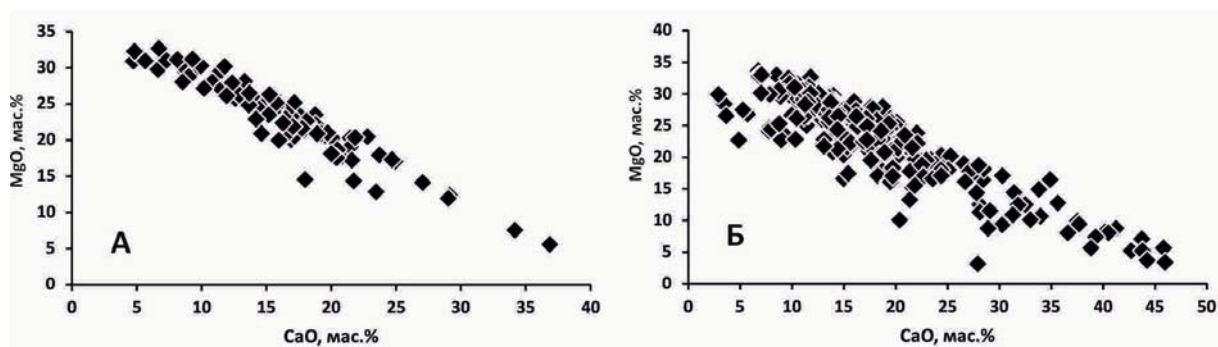


Рис. 1. А – Распределение средних содержаний оксидов в 93 кимберлитовых трубках Якутии (число анализов более 9000). Б – Распределение содержаний оксидов в образцах кимберлитов трубки Айхал (число анализов 329).

Перечисленные признаки свидетельствуют о первично магматической природе кальцита. Если это так, то мы вправе ожидать, что параметры распределения СаО в кимберлитах должны совпадать с таковыми в типичных магматических породах. Расчеты показывают, что по величинам коэффициента вариации содержаний СаО кимберлиты находят себе аналогов среди пород других формационных типов (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты вариации (V) средних содержаний СаО в магматических формациях

Магматическая формация	V
Габбро-верлитовая*	34.49
Щелочногранитовая*	38.71
Дунит-клинопироксенит-габбровая*	40.08
Кимберлитовая**	40.60
Щелочно-ультрамафитовая*	41.67
Нефелиновых и щелочных сиенитов*	50.06
Монцонит-сиенитовая*	50.56

*Примечания: * - по данным [4], ** - материалы авторов*

Сопоставим значения концентраций основных компонентов кимберлитов и пиропов, содержащихся в них. Необходимые для сопоставления средние составы кимберлитовых трубок Якутской провинции были опубликованы нами ранее [3]. Средние составы пиропов из связующей массы кимберлитов рассчитывались по материалам авторов, фондовым материалам Ботубинской ГРЭ и материалам И.В.Ащепкова. Всего по 33 трубкам Верхне-Мунского, Далдынского, Алакит-Мархинского, Накынского и Мирнинского полей были обработаны данные по 6749 составам кимберлитов и по 3943 составам пиропов. Анализ цифрового материала показал, что составы пиропов тесно сопряжены с составами кимберлитов (табл. 2). Рост содержаний титана и кальция в кимберлитах сопровождается пропорциональным увеличением содержаний данных компонентов в пиропе. Поскольку пироп является одним из наиболее барических компонентов кимберлита, можно с уверенностью утверждать, что насыщение системы кальцием и титаном происходило на глубинах, соответствующих области стабильности данного минерала.

Таблица 2.

Коэффициенты корреляции ($n=33$, $r_{0.01}=0.43$) между средними (по трубкам) составами пиропов и кимберлитов Якутской провинции

Компоненты кимберлита	Компоненты пироба				
	TiO₂	Cr₂O₃	MnO	MgO	CaO
TiO₂	0.43	-0.48	-0.49		
MgO					-0.48
CaO					0.47
P₂O₅				0.44	

Распределение значений содержаний CaO и MgO в кимберлитах (см. рис.1) характеризуется наличием разрывов, т.е. границ, отделяющих одни петрохимические типы пород от других. Для кимберлитов Накынского поля, к примеру, разрыв находится в области 20%-х значений MgO и CaO, что позволяет уверенно выделять и картировать магниевые и кальциевые кимберлиты (табл. 3). Рост концентраций оксида кальция и, соответственно, снижение MgO в кимберлитах сопровождается падением их алмазоносности (табл. 3). Такая сопряженность варьирования содержаний кальция, магния и алмазов вкупе с обнаружением кристаллических включений кальцита в алмазах [5] еще раз убедительно доказывают глубинную природу оксида кальция в Якутских кимберлитах.

Литература:

1. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии – Н-ск: Наука, 1997. – 557 с.
2. Tomilenko A.A., Kovayzin S.A., Dublyansky Y.V., Pokhilenko L.N. Primary melt and fluid inclusions in minerals from kimberlites of the Udachnaya-Vostochnaya pipe, Yakutia // Abstracts of ECROFI-XX, 21-27 September, 2009, Granada, Spain.
3. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А., Холодова Л.Д. Средние составы кимберлитовых тел Вилуйской субпровинции Якутии как основа для формационной идентификации кимберлитов // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология – 2006. – № 2. – С. 126-140
4. Орлов Д.М., Липнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций: Справочное пособие. – Л.: Недра, 1991. 229 с.
5. Titkov S.V., Solodova Y.P., Gorshkov A.I., Magazina L.O., Sivtsov A.V., Sedova E.A., asanov M/D., Samosorov G/G. Inclusions in White-gray diamonds of cubic habit from Siberia // Gems and Gemol. – 2006. – Vol. 42. – № 3. – P. 127-128.

НАБЛЮДЕННАЯ ГРАВИМЕТРИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЦЕЛЕВОГО ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Мишин В.М., Соколов Е.П., Андреев А.П.

ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»

1. Целевое использование материалов Государственной гравиметрической карты с сечением изоаномал через два 2 мГал в пределах древней Сибирской платформы позволяет уверенно оконтуривать архейские кратоны и их группы (по индикаторному изометричному максимуму), а также межкратонные подвижные пояса по сопряженному полосовому минимуму. Наряду с этими базовыми тектоническими единицами, на территории Алдано-Станового щита (АСЩ) прослежены (по гравитационным ступеням, уступам и градиентным зонам) особые линейно-плоскостные, пологонаклонные структуры глубокого дренажа достигающие своими корневыми частями термически перегретых и гравитационно неравновесных флюидоносных горизонтов литосферной и подлитосферной мантии.

2. Для оконтуривания глубинных неоднородностей использованы дискретный и связный варианты тектонического районирования.

Дискретный вариант в структуре Алдано-Станового щита оперирует двумя архейскими кратонами (Западно- и Восточно-Алданский) и одним разделяющим их межкратонным поясом раннего протерозоя (Тырканда).

Связный вариант объединяет архейские кратоны и заключенный между ними подвижный пояс в единую кольцевую мегаструктуру. Она имеет Внутреннее гранулит-гнейсовое ядро, залегающее на меланократовом фундаменте катархея и обрамляющее его Внешнее кольцо. В состав кольца входят Олекминская, Становая и Батомгская серогнейсовые области архея с реликтами зеленокаменных поясов субганского, купуринского и батомгского типов позднего архея – раннего протерозоя. На территории развития платформенного чехла (Алдано-

Ленская плита) по геофизическим данным прослежено северное замыкание трех обозначенных серогнейсовых областей в сплошное кольцо.

3. Сводный разрез консолидированной коры АСЦ по двум вариантам в полном объеме аппроксимирован четырехслойной физико-геологической моделью (ФГМ).

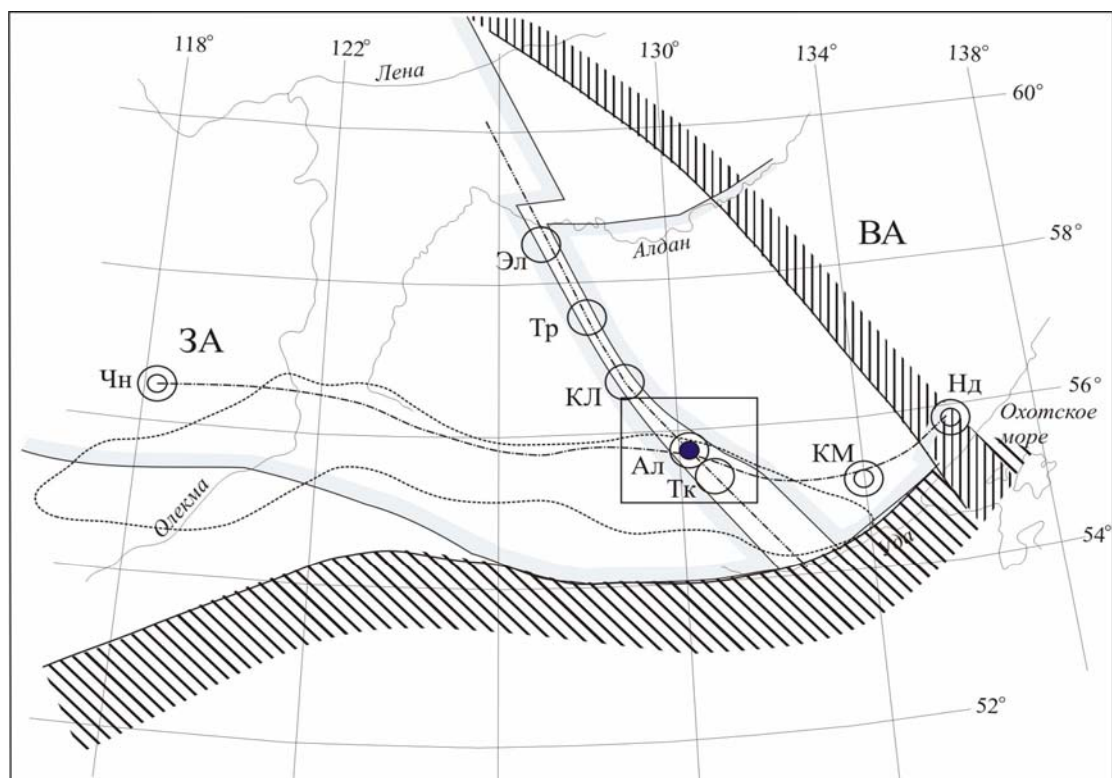
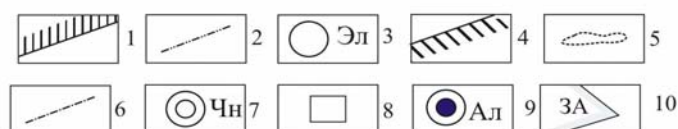


Рис. 1 Альванарский крест



Продольная компонента. 1 - геораздел Атлантика-Пацифик. Пояс Тырканда. 2 - продольная ось, 3 - рудоносные таксоны: Эл - Эльконский горст (U, Au), Тр - Тыркандинский рудно-россыпной район (Au), Кл - Кограм-Ломамский рудный узел (Au), Тк - Токский РУ (Au, Mo, Cu). Поперечная компонента. 4 - геораздел Лавразия-Гондвана. Пояс Кун-Манье. 5 - расслоенный абиссолит-гигант Становик-Платинум, 6 - продольная ось пояса. 7 - рудоносные таксоны: Нд - рудное поле Нядами (Pt), КМ - рудное поле Кун-Манье (Pt, Cu), Чн - массив Чиней (Pt, Ti, Fe). Центробежная компонента. 8 - участок пересечения поперечной и продольной компонент, 9 - Ал - Алгоминский рудно-россыпной район (Au, Mo, Pt). 10 - архейские кратоны: За - Западно-Алданский, ВА - Восточно-Алданский.

Слой 1 –меланократовый фундамент катархея. Этот слой на кратонах по материалам М.З. Глуховского и Г.В. Бирюлькина представлен наиболее глубоко метаморфизованными образованиями иенгской серии и

курультино-гонамской толщи с реликтами ранних зеленокаменных поясов зверевского, курультинского и сутамского типов. В межкратонном поясе Тырканда среди метатерригенных и метавулканогенных образований раннего протерозоя, на дневную поверхность силами тектонической инверсии выведены протяженные клинья ранних зеленокаменных поясов тыркандинского, учурского типов.

Слой 2 – гранулит-гнейсовый цоколь тимптонского и джелтулинского типов с реликтами эпикратонных зеленокаменных мульд дёс-леглиерского типа (?).

Слой 3 – серогнейсовое основание Внешнего кольца с реликтами поздних зеленокаменных поясов (авгенкурского, купуринского, джелтулакского типов).

Слой 4 – метатерригенно-вулканогенный чехол удоканского и улканского типов карельской протоплатформы.

В целом слои Внутреннего ядра залегают периклинально и центробежно по отношению к Яокитскому региональному минимуму Δg со «скользящим, ступенчатым» перекрытием нижних толщ верхними. Слой 4 залегает на любом из слоев Внутреннего ядра и Внешнего кольца с большим континентальным перерывом в осадконакоплении и с резким структурным несогласием.

4. Под влиянием консолидирующих процессов саамской (3500 ± 300 млн. лет) и алгомской (1900 ± 200 млн. лет) кратонизации горные породы меланократового фундамента, гранулит-гнейсового цоколя и серогнейсового основания испытали глубокие и ареальные зеленокаменные преобразования (пропилитизация, листвинизация соссюритизация, хлоритизация, серитизация, карбонатизация и др.) с синхронным обособлением продуктивной гидротермально-метасоматической матрицы. Тем самым были заложены предпосылки эффективной трансформации надкларковой матрицы в узлы концентрированного оруденения в ходе трех главных металлогенических эпох раннего докембрия АСЦ (архейская, позднеархейская, раннепротерозойская). В стадию латерального разрастания проточехла в Становой области произошло гравитационно-компенсационное (по отношению к Удоканскому глубокому прогибу и его

боковым сателлитам) внедрение гигантского расслоенного базит-гипербазитового абиссолита Становик-Платинум, специализированного на сульфидную медно-никель-кобальтовую триаду с сопутствующими платиной, благородными и редкими металлами. Абиссолиту соответствует соизмеримый (1300×210 -50 км), зональный максимум силы тяжести, обладающий контрастно выраженными центриклинальными замыканиями на западе и на востоке.

5. Одновременно с этими событиями в регионе активно функционировали линейные пологонаклонные структуры глубокого дренажа литосферной и подлитосферной мантии - интракратонный пояс Кун-Манье и межкратонный пояс Тырканда.

Первый пояс «сшивает» Западно- и Восточно-Алданский кратоны в субширотном направлении и специализирован на вкрапленную платину в мало- и среднеформатных расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузиях. Совместно со своим параллельным сателлитом (гигантский абиссолит Становик-Платинум) на отрезке 1600 км он входит в систему глобального геораздела Лавразия-Гондвана. На востоке пояс включает два рудных поля Кун-Манье и Няндомы, на территории которых в настоящее время ведется промышленная добыча платины. Массив Чинней ограничивает пояс на западе. Он специализирован на платину, титан, магнетит (на уровне оценочных прогнозно-поисковых работ). Второй пояс (800×100 -150 км) имеет устойчивое субмеридиональное простирание и полого наклонен к востоку. По этим признакам в качестве бокового сателлита он входит в систему другого глобального геораздела (Атлантика-Пацифик). Прибортовые зоны пояса специализированы на рудное золото в зеленокаменном субстрате, зонах диафтореза докембрийско-мезозойского возраста, а также в массивах мезозойских щелочных магматитах. Осевая зона пояса контролирует промышленное урановое и золото-урановое оруденение (Эльконский горст и его дистальные сателлиты) и перспективно для открытия крупных месторождений урана «типа несогласия» в породах вмещающего проточехла.

На этапе мезозойской тектоно-магматической активизации фрагменты метасоматической матрицы совместно с центрами

концентрированного оруденения были повторно регенерированы в промышленную металлогению золота (статья Анисимова Г.С., Соколов Е.П. в настоящем сборнике), редких и легирующих металлов.

6. Интракратонный (поперечная компонента) и межкратонный (продольная компонента) пояса своим крутым (почти под прямым углом) пересечением образуют так называемый «Альванарский крест». Место пересечения служит эпицентром крупного металлогенического таксона округлой формы (центробежная компонента) – Алгомского рудно-россыпного района (Au, Mo, Pt).

Выводы. 1. Метод высокоточной гравиметрической съемки в сочетании с фактором тектонической делимости и интеграции является эффективным средством оконтуривания глубинных неоднородностей предположительно рудной природы (НРП).

2. Пространственная увязка НРП с линейно-плоскостными структурами глубокого дренажа позволяет локализовать в составе НРП перспективные рудоносные площади для постановки комплекса прогнозно-поисковых работ.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮЧУС

Мурзин Ю.А., Жижин В.И.

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

В 2006-2007 годах нами были проведены исследования на севере Якутии в пределах Янского плоскогорья, в долине реки Кючус, где располагается одно из богатейших месторождений золота [1].

Река Кючус, протяжённостью более 50 км, берёт своё начало с восточного склона хребта Кулар, и пересекает на своём пути комплекс разновысотных поверхностей. Её долина относительно широкая (200 – 800 м) и представляет собой плоскую, заболоченную аккумулятивную поверхность с мощным чехлом рыхлых отложений.

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Годовая сумма осадков составляет 180-200 мм, из них летом выпадает 85-134 мм. Среднегодовая температура воздуха составляет $-15,9^{\circ}\text{C}$. Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой $-45,1^{\circ}\text{C}$, а наиболее тёплый – июнь с температурой $9,9^{\circ}\text{C}$ (м/с Джангкы).

В региональном плане исследуемая территория находится в пределах Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. В геологическом строении принимают участие осадочные породы мезозоя и рыхлые отложения четвертичного возраста. Мезозойские терригенные отложения представлены толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников и аргиллитов триасового возраста. Рыхлые отложения перекрывают большую часть территории. Их мощность достигает 60 м и более.

Суровые климатические условия района обуславливают развитие сплошной толщи многолетнемерзлых пород (МПП) [2]. Наиболее низкие температуры горных пород на подошве слоя годовых колебаний (-9 , -10°C) фиксируется под руслом реки Кючус. Несмотря на низкие температуры, мощность ММП здесь минимальна и не превышает 360 м. Этому способствует высокий геотермический градиент ($3,2$ - $3,2^{\circ}$ на 100 м). Столь низкие температуры в долине реки Кючус мы связываем с тем, что в зимний период холодный воздух, стекающий с восточного склона хребта Кулар, выхолаживает днище и борта долины реки. Низкие температуры ($-8,4$, $-8,6^{\circ}\text{C}$) фиксируются и по бортам долины реки Кючус. Геотермический градиент на этих участках изменяется от $1,8$ до $2,2^{\circ}$ на 100 м, а мощность ММП возрастает до 500 м, (рис. 1).

В тонкодисперсных наносах долины реки Кючус выделяются два яруса повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Верхний ярус ледяных жил с базальной криогенной текстурой, мощностью до 20 м, залегает в склоновых отложениях. Нижний ярус ПЖЛ с линзовидной криогенной текстурой приурочен к аллювию и подстилается русловыми галечниками реки Яны.

На плоской заболоченной поверхности междуречий располагается несколько крупных термокарстовых озёр, заложенных в понижениях

рельефа, обусловленных разломами. Нами было обследовано озеро Щучье, его диаметр около 0,5 км, максимальные глубины более 10 м. Буровыми работами установлено, что под озером располагается талик мощностью 5 м, ниже залегает лёдогрунтовая толща мощностью 7 м. В озере сосредоточено около 2 млн. м³ воды. Крутые обрывистые берега, осложнённые термокарстовыми процессами, возвышаются над поверхностью воды более чем на 10 м. Урез воды в озере 92,0 м, урез воды в реке Кючус 70,0 м. Таким образом, перепад высот составляет 22 м. Расстояние между озером и ручьём составляет всего 700 м, из них 300 м составляет пойменная часть реки Кючус, а 400 м, наиболее возвышенной части, приходится на супесчано-суглинистую толщу с мощными ПЖЛ и базальной криогенной текстурой.

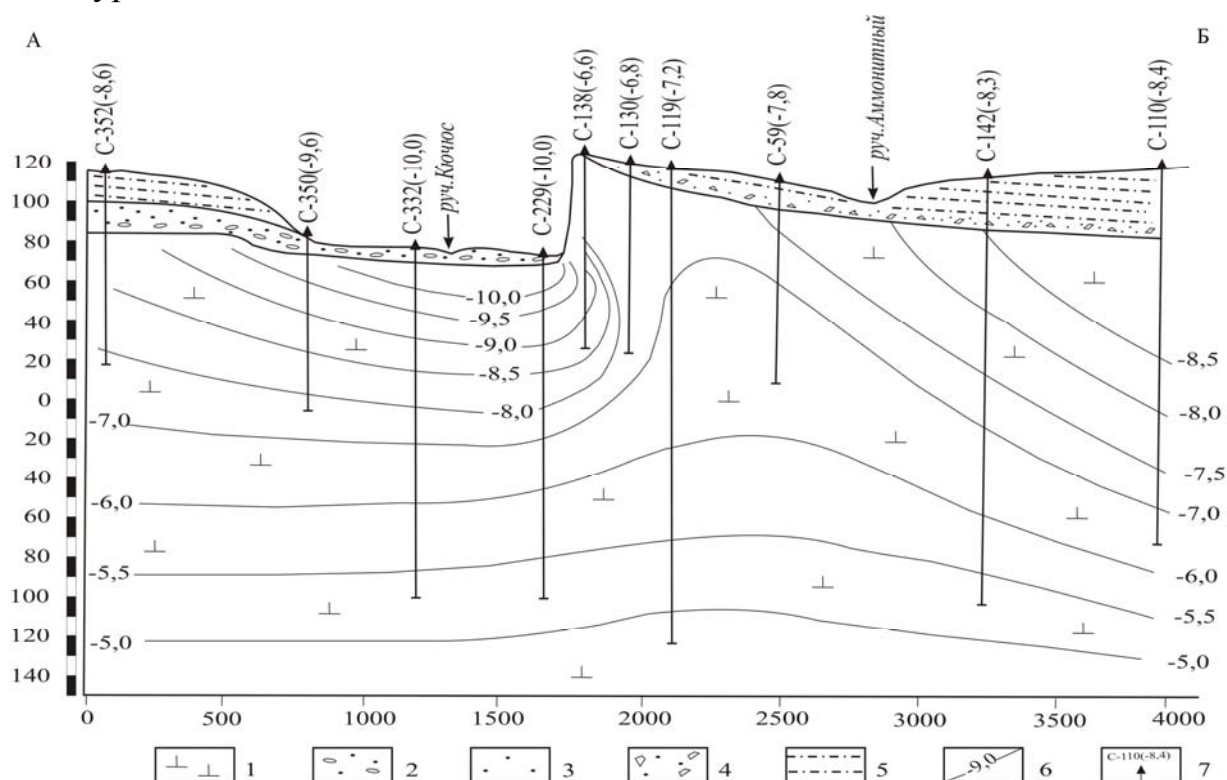


Рис. 1. Геолого - геотермический разрез долины ручья Кючус.

1 – Алевролиты. 2 – Галечники с песчаным заполнителем. 3 – Песок. 4. – Щебень с дрсвой и супесчаным заполнителем. 5 – Супесь. 6 – Изотермы с температурой. 7 – Скважины, её номер и температура на подошве слоя годовых колебаний.

Учитывая, что озеро Щучье интенсивно подмывает юго-западный берег, в направлении реки Кючус, в недалёком будущем грунтовая

перемычка между озером и ручьём будет разрушена и озеро Щучье селевым потоком сойдёт в долину реки Кючус [3]. Примером могут служить пустующие термокарстовые котловины на месте бывших озёр.

Из выше изложенного мы сделаем следующие выводы:

- суровые климатические условия исследуемого района обусловили развитие сплошной толщи мёрзлых пород мощностью до 500 м, с температурой на подошве слоя годовых колебаний от -6° до -10°C .

- в склоновых и аллювиальных отложениях широко развиты повторно-жильных льдов с базальной криогенной текстурой, мощностью до 20 м.

- высокое содержание подземного льда в склоновых и аллювиальных отложениях благоприятствует развитию термокарста. Подземные льды имеют максимальные мощности в зонах разломов.

Литература:

1. Додин Д.А. Устойчивое развитие Арктики. Проблемы перспективы. Санкт-Петербург, «Наука», 2005, 282 с.
2. Мурзин Ю.А., Нерадовский Л.Г., Железняк М.Н. «Температурное поле и строение криолитозоны Янского плоскогорья». Сборник трудов IV Общероссийской конференции изыскательских организаций 16-17 декабря 2008г, «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации». М., ПНИИС, 2009. С. 53-56.
3. Мурзин Ю.А., Босиков Н.П. Развитие термокарста Янского плоскогорья // Биологические проблемы криолитозоны. Якутск: - Материалы Всероссийской конференции «Биологические проблемы криолитозоны. 2012. - С. 127-128.

ЗОЛОТОЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ИННОВАЦИОННЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный университет, г. Уфа

sabir.mustafin@yandex.ru

Уральская золотоносная провинция, включающая территории Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей, Республик Башкортостан и Коми, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов – обеспечивает около 10 % добычи золота РФ из собственно золоторудных месторождений и россыпей. Запасы рудного золота на провинции составляют 7,8 % запасов РФ, прогнозные ресурсы – 13,1 %, а добыча – всего 1,9 %. В регионе разведаны 22 коренных месторождения, из которых 11 эксплуатируются при содержаниях золота 1,9-6,4 г/т, 3 объекта с содержаниями 5,2-7,2 г/т готовятся к освоению и в государственном резерве находятся 8 с содержаниями золота 3,6-5,8 г/т.

Все эксплуатируемые месторождения региона и разведанные запасы сосредоточены на территориях Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей и Республики Башкортостан. В основном эксплуатируются преимущественно шахтным способом старые традиционные кварцево-жильные месторождения, что при сравнительно низких содержаниях золота, истощенной сырьевой базе и существующей системе налогообложения неэффективно даже для такого региона с развитой инфраструктурой как Урал [1].

Согласно современным обобщениям генетические и минеральные типы золотого оруденения Урала представлены: 1) магматогенно-гидротермальным (золото-кварцевым, золото-полисульфидно-кварцевым); 2) метаморфогенно-гидротермальным (золото-теллуридно-кварцевым, золото-кварц-сульфидным); 3) гидротермальным (флюидным полигенным) (золото-сульфидным и золото-антимонит-киноварь-арсенопиритным); 4)

магматогенно - гидротермальным порфировым (золото-порфировым и медно-порфировым золотосодержащим); 5) скарновым (скарновым золотосодержащим, золото-сульфидно-кварцевым); 6) вулканогенно-гидротермально-осадочным (вулканогенным) (медно-колчеданным золотосодержащим и колчеданно-полиметаллическим золотосодержащим); 7) метаморфогенно-гидротермальным регенерационным (золото-алюмосиликатным) (золото-халькопиритовым, золото-известково-силикатным); 8) гидротермально-осадочным (золотоносных конгломератов); 9) гипергенным остаточным (инфильтрационно-остаточным) (золотоносными корами выветривания) [2, 5].

Основными геологическими процессами, обусловившими развитие золоторудной минерализации являются: магматические (коровые и мантийные) метаморфические (региональные и контактовые), флюидные мантийные и гипергенные. Исследования особенностей размещения золотого оруденения Урала показали, что собственно золоторудные объекты концентрируются в салических или многократно активизированных фемических блоках земной коры, а месторождения золотосодержащих формаций с тонкодисперсным золотом в сульфидах тяготеют к блокам фамического профиля. При этом золоторудные объекты локализуются в пределах периферии гранитогнейсовых куполов, гнейсо-мигматитовых блоков и зонах разломов глубокого заложения. К зонам пересечения разломов уральского направления и трансрегиональных глубинных северо-восточных и широтных разрывов тяготеют крупнейшие из известных рудные узлы, рудные поля и крупные месторождения.

Перспективы золотоносности Урала сегодня определяют проявления золотосульфидной формации в терригенно-вулканогенных образованиях (“воронцовский тип”) и углеродсодержащих терригенных толщах, а также золотоносных конгломератов. Потенциал промышленной золотоносности северной и полярной частей Урала практически не оценён, оптимизм, однако, внушают проявления разнотипной золоторудной минерализации.

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

На основании обобщения данных по золотоносности территории в пределах Урала выделяют четыре области: 1) олигоценых, 2) мезозойских и кайнозойских, 3) неоген-четвертичных, 4) четвертичных россыпей, представленные в различных сочетаниях объектами аллювиального (преобладает), аллювиально-делювиального, элювиально-делювиального, пролювиального, генетических типов [4, 7].

Террасовые, долинные, русловые, ложковые, долинно-карстовые, «верховики» в различных сочетаниях представляют все морфологические типы россыпей перечисленных выше областей. Основным полезным компонентом россыпей, определяющим их коммерческую значимость, является самородное золото, для значительной группы объектов сопутствующими самородному золоту полезными компонентами являются алмаз, минералы элементов группы платины, реже пьезокварц и самоцветы.

Террасовые, долинные, русловые, ложковые, долинно-карстовые, «верховики» в различных сочетаниях представляют все морфологические типы россыпей перечисленных выше областей. Основным полезным компонентом россыпей, определяющим их коммерческую значимость является самородное золото, для значительной группы объектов сопутствующими самородному золоту полезными компонентами являются алмаз, минералы элементов группы платины, реже пьезокварц и самоцветы.

В пределах Уральской россыпной провинции выделяются девять районов, на площади четырёх из которых сконцентрированы все известные прогнозные ресурсы россыпного золота. Все крупные месторождения приурочены к днищам или бортам эрозионно-структурных депрессий на участках совмещения разновозрастных палеоврезов с образованием сложных многопластовых россыпей. Исследования эрозионно-структурных депрессий и выявления, новых россыпелокализирующих морфоструктур определяют перспективы расширения россыпного потенциала региона [4].

Перспективными для инноваций сегодня становятся процессы доработки балансовых и забалансовых запасов рудных и россыпных месторождений, извлечения золота и сопутствующих ценных компонентов из техногенных образований, что особенно важно в условиях устойчивой тенденции ухудшения качества минерального сырья.

Оптимизация технологического уровня освоения недр приобретает принципиальное значение для снижения потерь полезных ископаемых, повышения извлечения ценных компонентов за счёт глубокой переработки. Повышение надёжности технологических решений и снижение затрат на освоение месторождений основанной за счёт экономически обоснованной поэтапной реализации геотехнологической стратегии комплексного освоения и сохранения ресурсного потенциала недр. Оптимальное решение проблемы комплексной переработки руд и отходов с субмикрозернистой структурой - использование комбинированных схем обогащения, а также процессов подземного и кучного выщелачивания [6].

Перспективными представляются инновации в сфере рационального освоения минерального сырья как традиционных, так и новых для Урала типов месторождений, равно как и переработка техногенных образований определяет комплексные исследования вещественного состава с привлечением всего арсенала современных методов на мезо-, микро -, в перспективе и наноуровне. Для этого весьма актуально составление Атласа минералогии самородного золота руд, россыпей и техногенных образований всего Урала, как это было сделано для его южной части [3].

Литература:

1. Беневольский Б.И., Волчков А.Г. и др. Перспективы создания сырьевой базы рудного золота в Полярноуральском регионе. "Минеральные ресурсы России" №2, 2004.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 584 с.
3. Мустафин С.К. Атлас минералогии самородного золота природных и техногенных объектов: генетический и технологический аспекты. Методы оценки технологических свойств минералов и их поведение в технологических процессах. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2012. С. 60-66.
4. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. – 296 с.
5. Сазонов В.Н., Огородникова В.Н. и др., Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. – 622 с.
6. Трубецкой К.Н., Чантурия В.А. и др. Комплексное освоение месторождений и глубокая переработка минерального сырья. М.: Наука, 2010. – 437 с.
7. Шуб В.С., Баранников А.Г. и др. Золото Урала. Россыпные месторождения. – Екатеринбург, 1993. – 133 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Нестеренко Г.В., Бобошко Л.П.

Институт геологии и минералогии СО РАН. г. Новосибирск,

nesterenko@uiggm.nsc.ru

Представленная (рис. 1) схематическая карта площадного распределения золота в верхнем слое донных осадков в большей степени Восточно-Сибирского и в меньшей Чукотского морей составлена по результатам опробования на Au проб грунтов, полученных драгированием в шестидесятых годах прошлого столетия. Отквартировки выборочных проб любезно переданы нам еще в советское время Ю.П.Семеновым. Им же составлена приводимая литологическая карта грунтов. Определение содержания золота проводилось в лабораториях ИГи Г СО АН СССР спектрохимическим и нейтронно-активационным методами, а также в пробирно-аналитической лаборатории Северо-Енисейского рудника Главзолота СССР – способом пробирного анализа. Авторы надеются, что, несмотря, на определенную фрагментарность как по площади, так и по литологическим разностям осадков, приводимые ранее не опубликованные данные могут оказаться полезными при изучении металлогении золота на шельфе арктических морей Северо-Востока России.

Площадное размещение литологических разностей современных донных осадков в акватории Восточно-Сибирского моря (см. рис. 1) подчинено геоморфологическому строению его шельфа. Восточно-Сибирское море [3] – мелководный водоем (до 80=90 м глубиной), поверхность дна которого слабо наклонена на север в сторону Северного Ледовитого океана. Плоское дно расчленено двумя подводными долинами северо-восточного направления, начинающимися от устьев рек Индигирка и Колыма. Подводная долина против дельты р. Колымы прослежена до глубины 100-120 м. К этим долинам приурочены наиболее тонкие

глинистые разности верхнего слоя донных осадков. Кроме отмеченных подводных валов на рассматриваемом шельфе выделяются следующие крупные формы рельефа [3]: «2. Подводные валы между устьями рек Индигирка и Колыма... 3. Подводные валы вдоль восточного берега о. Новая Сибирь... 4. Структурно-денудационный тектонически обусловленный рельеф северо-западного сектора Восточно-Сибирского моря».

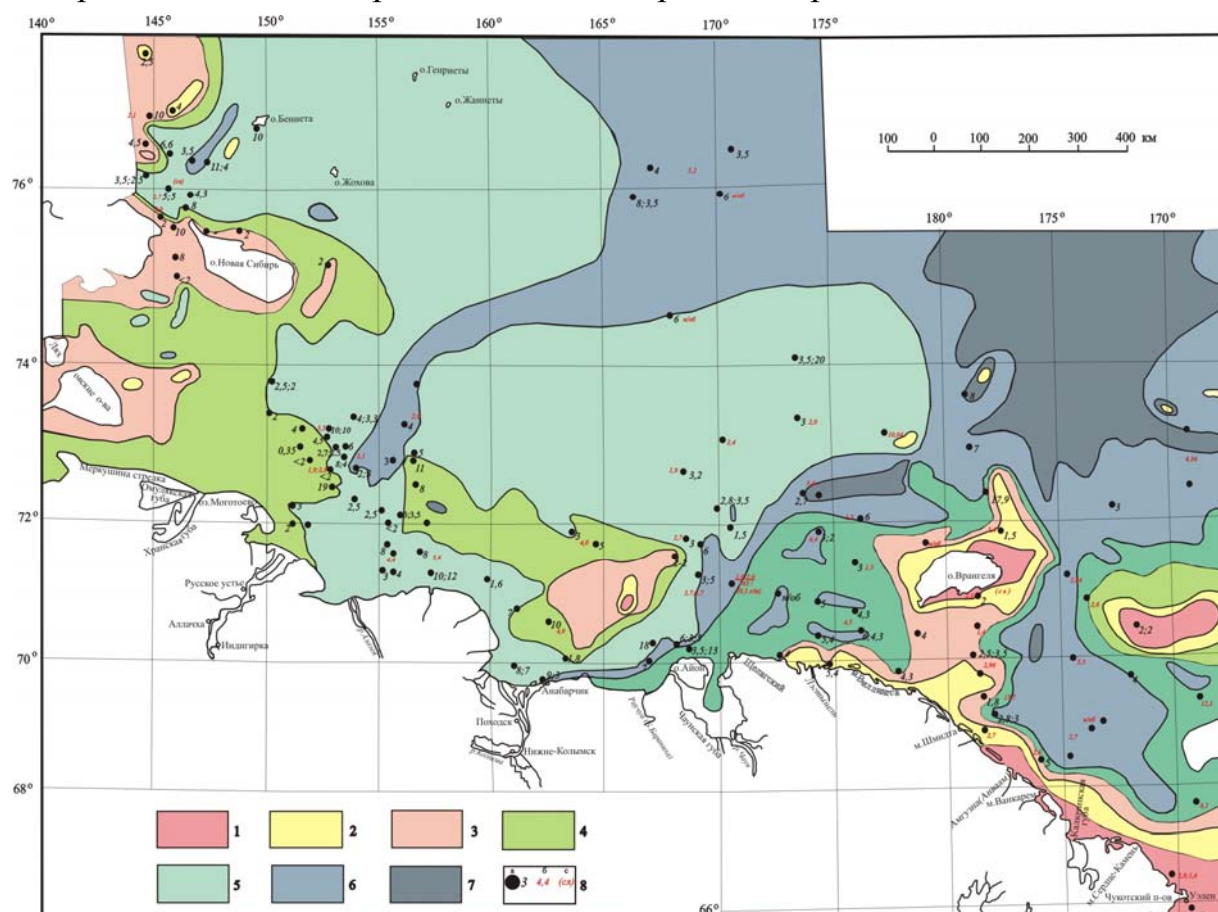


Рис. 1. Распределение золота в грунтах Восточно-Сибирского и Чукотского морей (Схематическая карта грунтов составлена Ю.П.Семеновым). 1-7 – литологический состав грунтов: 1- песок, 2- песок алевритистый, 3- алеврит песчанистый, 4- алеврит 5- алеврит глинистый, 6- глина алевритистая, 7- глина; 8 – содержание золота по данным спектро-химического (а) и нейтронно-активационного (б) анализов (мг/т) и результатам пробирного анализа (в) – (г/т, сл)

Содержание золота в верхнем опробованном слое донных осадков Восточно-Сибирского моря, по данным спектрохимического анализа, колеблется от «не обнаружено» до 20 мг/т и в среднем равно 5,1 мг/т (табл. 1).

Таблица 1

Содержание золота в верхем слое донных осадков Восточно-Сибирского моря,
по данным спектро-химического анализа

№ п/п	Литологический состав опробуемых осадков (см. рис. 1)	Число анал.	Содержание золота, мг/т	
			от - до	среднее
1	Песок алевритистый + алеврит песчанистый + алеврит	31	не обн. - 15	5,7
2	Алеврит глинистый	52	1,5 - 20	4,8
3	Глина алевритистая	29	0,5 - 18	5,0
4	Итого	112	не обн. - 20	5,1

Близок в целом уровень содержания благородного металла по этим данным (4,8 - 5,7 мг/т) и в литологических разностях осадков. По результатам 45 нейтронно-активационных анализов групповых проб, включающих 80 локальных проб, устанавливается более низкий уровень содержания золота, равный 3,7 мг/т. При этом, содержание в основной массе анализов ниже 5,1 мг/т и лишь в 4-х оно превышает 10 мг/т. Принимая последние 4 результата за аномальные, фоновое содержание Au в рассматриваемых современных осадках Восточно-Сибирского моря составляет 2,8 мг/т. Сопоставляя вышеприведенные данные, можно допустить некоторое систематическое завышение результатов, полученных спектрохимическим методом. Пробирным методом проанализированы 34 групповые пробы (включающие 67 локальных проб). Результаты следующие: 28 (61) проб пусто, 5 (5) – следы и 1(1) проба - 0,1г/т. Последняя проба представлена алевритистой глиной, а одна из 5, в которых установлены «следы», является галькой окварцованных(?) пород.

Из приведенных не вполне представительных данных следует, что фоновое содержание Au в современных осадках Восточно-Сибирского моря в 2-3 раза превышает его кларк в земной коре, равный по данным [6] около 1,3 мг/т и заметно превышает фоновое содержания в илистых донных аллювиальных осадках некоторых золоторудных районов Юга Сибири России, равное по данным Б.А.Воротникова и других геохимиков 1-2 мг/т. Оно выше имеющихся у нас немногочисленных подобных нейтронно-активационных данных по Балтийскому (n-7, с/с Au 0,93-3,22/2,2 мг/т) и Черному (n-6, с/с Au не обн.-5,5/232 мг/т) морям, хотя к

высказанному утверждению имеются замечания; в частности, согласно [1], содержание Au в современных осадках Балтийского, Черного и Средиземного морей колеблется в больших пределах в зависимости от состава, количества органической и глинистой составляющих и др.; в одной пробе ракушечника с илом, отобранной с участием одного из авторов, в прибрежной зоне Черного моря содержание благородного металла по данным спектрохимического анализа оказалось равным более 500 мг/т. Вероятно следует иметь ввиду, что верхний слой донных осадков может слабо отражать степень золотоносности более глубоких погребенных слоев. В нашем случае промышленная золотоносность многих участков северного побережья известна сравнительно давно [2]. «Установлено, что ресурсы... золота арктических шельфовых бассейнов сопоставимы... по золоту – с отдельными провинциями Северо-Востока СССР» [3,с.5]. Уместно отметить, что по данным [5] образцы 51 буровой скважины и около 700 определений поверхности осадков в Беринговом море показали, что золото широко распространено на дне Берингова моря. На наиболее богатой площади около г. Нома, донные осадки содержат в среднем около 1000 ppb и размер золотинок равен 1 мм. Однако, на большей площади в 75% образцов содержание золота 1ppb или меньше, а размеры выделений меняются от 0,25 мм до невидимых.

Литература:

1. Аношин Г.Н., Емельянов Е.М., Пережогин Г.А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана // Геохимия. № 9. С.1120-1129. 1969.
2. Беспалый В.Г., Павлов Г.Ф., Сухорослов В.Л. Прибрежные россыпи Северо-Востока СССР // Проблемы геологии россыпей. С. 336-344. Магадан.1970.
3. Кривцов А.И. Основные результаты и перспективы развития геологоразведочных работ в Мировом океане // Советская геология. № 12. С.3-7. 1990.
4. Никифоров С.Л. Геоморфология шельфа Восточно-Сибирского моря // Геология морей и океанов. Тезисы докладов 5 - Всесоюзной школы морской геологии. Т.3.С. 85-86 М. 1982
5. Nelson C.H., Hopkins D.M. Sedimentary Processes and Distribution of Particulate Gold in the Notern Bering Sea. // "Geol. Survey Profess", Washington, Paper 689, 1972, p. 27
6. Walshe J.I., Cleverley J. Gold Deposits: Where< When and Why // Elements, Vol.5, p. 266. 2009.

ОЦЕНКА ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОЕ ЭЛЬКОНСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

Никитин А.В.¹, Петров В.А.²

¹ЗАО «РУСБУРМАШ», Москва, nikitinav@rbm.armz.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

Месторождение Северное расположено в Алданском районе республики Саха (Якутия). В строении месторождения принимают участие породы архейского кристаллического фундамента и рудные метасоматиты пирит-карбонат-калишпатового состава. Подробные данные по геологическому строению месторождения приведены в работах [3, 4].

Для предварительной оценки геомеханического состояния массива горных пород месторождения, параллельно со стандартной разведочной документацией керна, проводилась документация следующих показателей: показатель качества пород – RQD (Rock Quality Designation index), геологический индекс прочности пород – GSI (Geological Strength Index), модуль трещиноватости (тр/м), генезис и минеральный заполнитель трещин.

При получении статистических показателей физико-механических свойств петрографических разностей пород и значений критерия Хука-Брауна [5, 6] использовалась программа RocLab, созданная компанией Rocscience Inc, Канада.

Основные параметры предварительной оценки геомеханического состояния горного массива рассчитывались как среднеарифметическое из статистически представительной выборки с учетом коэффициента вариации ($K_v > 5\%$). Результаты представлены в таблице 1.

При анализе полученных данных отмечается закономерность снижения прочностных характеристик пород с увеличением влияния

наложенных процессов дорудной и пострудной тектоники, процессов гидротермально-метасоматических изменений и гипергенных изменений.

Особое внимание необходимо уделить породам, приуроченным к зоне окисления. Данные петрографические разности представлены в различной степени лимонитизированными вмещающими породами. Породы, приуроченные к зоне окисления, имеют самостоятельное промышленное значение, т.к. вмещают прожилки рудных метасоматитов.

Для оценки модуля трещиноватости и показателя качества пород (RQD) использовались следующие нормативные документы [2, 7]. По результатам оценки модуля трещиноватости основные петрографические разности пород месторождения относятся к следующим классам: гнейсы и гранито-гнейсы – среднетрещиноватые с показателем модуля трещиноватости 1.5 – 5 тр/м; остальные породы относятся к интенсивно трещиноватым с показателем модуля трещиноватости 5 – 30 тр/м. Минимальные значения модуля трещиноватости пород этого класса характерны для гранитов, максимальные значения – для пород рудной зоны и зоны окисления. Граниты относятся к вмещающим породам и характеризуются одинаковой интенсивностью наложенных процессов с гнейсами и гранито-гнейсами, но обладают повышенными значениями трещиноватости. Эта особенность связана с более низкими прочностными характеристиками гранитов по сравнению с гнейсами и гранито-гнейсами.

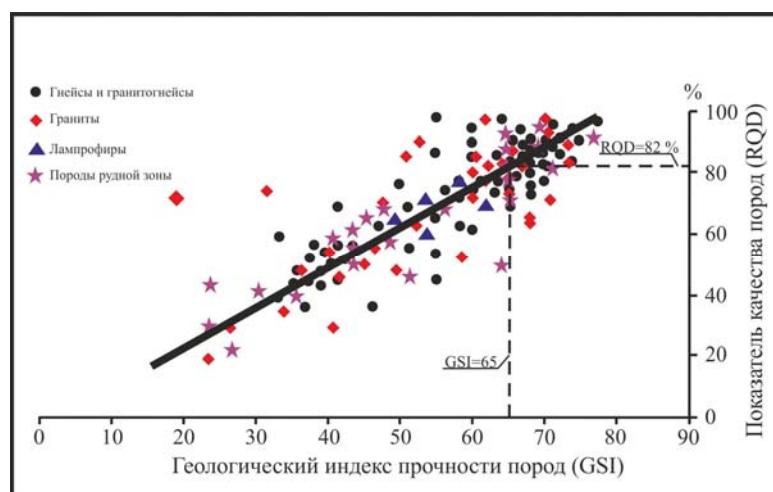


Рис. 1. Зависимость показателя геологического индекса прочности пород (GSI) от показателя качества пород (RQD)

Значения показателя качества пород коррелируют со значениями модуля трещиноватости и геологического индекса прочности пород (Рис. 1). Вмещающие породы относятся к очень слабо- или слаботрещиноватым (75-100%), породы рудной зоны относятся к слабо- или среднетрещиноватым (50-90%), породы зоны окисления относятся к средне- или сильно трещиноватым (25-75%).

Таблица 1

Основные параметры геомеханического состояния горного массива
месторождения Северное

σ_{ci}	m_i	GSI	m_b	s	a	ϕ' град.	c' МПа	σ_{cm} МПа	σ_{tm} МПа	E_m МПа
Гнейс										
112	28	70	8.22	0.02	0.5	43	9.4	17.4	-0.33	35845
Гранито-гнейс										
85	28	65	7.15	0.02	0.501	42	6.7	10.4	-0.18	23764
Аляскитовый гранит										
66	32	68	10.2	0.03	0.5	45	5.9	11.3	-0.19	24223
Лейкократовый гранит										
67	32	64	9.3	0.029	0.503	44	5.4	9.6	-0.16	16371
Нормальный гранит										
72	32	67	10.2	0.04	0.507	45	6.5	13.3	-0.24	20379
Катаклазированные вмещающие горные породы										
54	30	41	3.8	0.002	0.51	38	3.4	2.0	-0.02	4926
Брекчия										
38	28	47	4.6	0.01	0.502	38	2.5	2.3	-0.04	5006
Метасоматит пирит-карбонат-калишпатового состава										
67	24	70	5.6	0.014	0.503	40	4.9	7.6	-0.17	12604
Лампрофир										
70	20	68	5.5	0.018	0.502	41	5.2	9.4	-0.23	13662
Метадiorит										
60	25	62	6.4	0.015	0.502	42	4.6	7.2	-0.14	11023
Гранито-гнейс лимонитизированный										
83	23	43	3.8	0.002	0.509	36	5.2	3.5	-0.04	8908
Гранит лимонитизированный										
61	31	41	4.0	0.002	0.511	38	3.9	2.3	-0.03	4978

Примечание: σ_{ci} – предел прочности на одноосное сжатие, m_i – параметр крепости массива пород в зависимости от генезиса и текстурных характеристик, GSI – геологический индекс прочности пород, m_b и s – постоянные Хука-Брауна, a – постоянная, ϕ' – угол трения, c' – связанная сила, σ_{cm} – сжимающая сила горного массива, σ_{tm} – предел прочности горного массива, E_m – модуль деформации.

При оценке геомеханического состояния массивов пород необходимо учитывать генезис трещин. Материалы, отражающие классификационные критерии генезиса трещинных структур, приведены в [2]. Для гнейсов и гранито-гнейсов характерно преобладание волнистых и плоских шероховатых трещин (55 % и 36 % соответственно). Для гранитов 68 % составляют волнистые шероховатые трещины, 28 % - различные варианты ступенчатых трещин и незначительное количество плоских шероховатых трещин. Породы рудной зоны характеризуются доминированием шероховатых или гладких ступенчатых трещин с подчинённым развитием шероховатых волнистых трещин. Наиболее геомеханически неустойчивые трещины – плоские гладкие, которые развиты в гнейсах и гранито-гнейсах. Заполнителем данных трещин наиболее часто являются амфиболы и пироксены, плоскости трещин представлены зеркалами скольжения.

Таким образом, анализ геомеханического состояния массива пород месторождения Северное выявил следующую закономерность. Прочностные характеристики массива улучшаются с увеличением глубины залегания пород. В целом, массив пород характеризуется устойчивостью. Последнее обстоятельство благоприятно влияет на выбор способа и условий освоения месторождения и, как следствие, ведет к уменьшению капиталовложений. Применение программного продукта RocLab позволяет решить задачу получения предварительных данных о геомеханическом состоянии горного массива на основе материалов документации керна скважин или обнажений горных пород.

Литература:

1. ГОСТ 20522-96. Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний. М.: МНТКС, 1996.
2. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: МНТКС, 2011.
3. Крупенников В.А., Меньшиков В.А. и др. Условия локализации уранового оруденения в собственно мезозойских разломах фундамента Эльконского блока Алданского щита (на примере рудоносного Северного разлома). М.: ИГЕМ АН СССР, 1988.
4. Никитин А.В. Материалы Второй научной молодежной школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 142-144.

5. Hoek E., Brown E.T. Practical estimates of rock mass strength // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 1998. N 34. P. 1165–1186
6. Hoek E., Carranza-Torres C., Corkum B. Hoek-Brown failure criterion // Proc. 5th NARM Symp. and 17th TAC Symp. (eds. R.W. Bawden, J. Curran, M. Telesnicki). Toronto, 2002. P. 267-271.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЧУКОТКИ: ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

**Николаев Ю.Н.¹, Усенко В. В.², Прокофьев В.Ю.¹, Аплеталин А.В.¹,
Власов Е.А.¹, Бакшеев И.А.¹, Калько И.А.¹**

¹МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва (aplet@geol.msu.ru)

²ООО «РГК», г. Москва (v.usenko@rmcgold.ru)

Интенсивные поисковые и геологоразведочные работы, проводившиеся в последние годы на Чукотке, привели к выявлению новых или переоценке ранее известных проявлений золоторудной минерализации, которые могут представлять практический интерес и служить резервом для ряда действующих горнодобывающих предприятий (рудники Купол, Валунистый). К наиболее перспективным новым геолого-промышленным типам относится жильно-прожилковые объекты с золото-теллуридной и серебро-полиметаллической минерализацией в Чукотском секторе ОЧВП.

Эпитермальные месторождения золота, в которых существенная часть главного полезного компонента находится не в свободной форме, а химически связана с теллуrom, часто выделяют в особый золото-теллуридный тип [1, 2]. По оценке Р. Силлитоу [3], около 20% крупных месторождений золота в вулканических поясах Тихоокеанского обрамления относятся к золото-теллуридному типу.

В пределах Чукотского сектора ОЧВП до последнего времени не было известно таких объектов, а наиболее крупные эпитермальные золото-серебряные месторождения (Купол, Двойное, Валунистое) здесь относятся

к LS типу. В этой связи находка золото-теллуридной минерализации на проявлении Сентябрьское вызывает повышенный интерес.

Рудопроявление Сентябрьское расположено в 10 км западнее разведываемого месторождения Двойное и в 80 км к северу от рудника Купол, где осуществляет добычу золота компания Кинросс.

Водораздельный узел, в состав которого входят месторождение Двойное и ряд рудопроявлений, включая Сентябрьское, пространственно приурочен к вулcano-тектоническим структурам внешней зоны ОЧВП. Проявление Сентябрьское локализовано в одноименной интрузивно-купольной структуре, наложенной на Илирнейскую вулканическую структуру обрушения (кальдеру).

Площадь узла сложена раннемеловыми вулканитами андезит-риодацитово́й формации, прорванными интрузивами кварцевых монцонитов, гранодиоритов, дайками сиенитов и гранит-порфиров, а также телами раннемеловых субвулканических риолитов.

Гидротермальные изменения пород проявляются в виде пропилитизации, окварцевания, серицитизации и аргиллизации. Метасоматические породы образуют изометричные или линейно вытянутые зоны площадью 0.5–5.0 км² в экзоконтактах интрузивных и субвулканических тел, в кровле над невоскрытыми интрузивами.

Проявление Сентябрьское и его аналоги выделены при геохимических съемках по многокомпонентным вторичным ореолам (Au-Ag-Pb-Cu-Zn-Hg-Cd-As-Sb-Bi), отличающимся от вторичных ореолов золото-серебряного оруденения расположенного поблизости месторождения Двойное, имеющих простой состав (Au-Ag).

Жильно-прожилковые зоны с рудной минерализацией в кварцевых монцонитах и андезито-базальтах тытыльвеевской свиты контролируются крутопадающими разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального простираний.

Руды проявления Сентябрьское характеризуются крайне неравномерными содержаниями Au (2.3–5459 г/т). В них присутствуют (в г/т): Ag (50–10165), Te (30–3000), Pb (553–129752), Cu (165–20071), Zn (99–19344), Hg (3–4137), Se (10–689), Cd (1–348), As (26–516), Sb (7–32).

В составе руд выделены три минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая и золото-серебро-теллуридная.

Главными минералами пирит-арсенопиритовой ассоциации являются пирит и арсенопирит, второстепенными - сфалерит, галенит, халькопирит, фрейбергит, редкими - цинкениит, бурнонит, станнин, касситерит, шеелит.

Более поздние полиметаллическая и золото-серебро-теллуридная минеральные ассоциации слагают массивные руды. Главные рудные минералы: самородное Au (832–853‰), гессит, пирит, халькопирит, галенит и сфалерит, редкие - петцит, алтаит, колорадоит и акантит. Жильные минералы - кварц, фенгит, шамозит, кальцит, анкерит и доломит.

Данные исследований флюидных включений в кварце показывают, что руды проявления формировались при относительно высоких t (360°C) из углекислотно-водных флюидов (часто гетерогенных) умеренной солености (10.2-1.7 мас. %-экв. NaCl) и с высоким давлением (до 570 бар). Исходя из величины среднего литостатического давления 270 бар/км, глубина формирования руд могла достигать 2 км.

Характеризуемые флюиды явно связаны с одной из фаз магматической деятельности вероятно долгоживущей многоэтапной порфирово-эпитеpмальной рудообразующей системы, а рудопроявление Сентябрьское можно отнести к субэпитеpмальному (IS) типу [3].

Предполагается, что наиболее перспективными для обнаружения золото-теллуридного оруденения будут районы развития среднего и кислого щелочного магматизма калиевой специализации. Одним из поисковых признаков такой минерализации может служить повышенная (>5 мас. %) соленость флюидов во включениях в гидротермальном кварце.

Серебро-полиметаллическая с золотом минерализация более широко распространена в Чукотском секторе ОЧВП (Канчалан-Амгуэмская, Утэвеемская перспективные площади и др.), но до последнего времени считалась малоперспективной. Однако исследования последних лет свидетельствуют о том, что объекты этого типа могут иметь крупный масштаб запасов и быть инвестиционно привлекательными.

Перспектива выявления крупного по масштабам серебра объекта существует на Утэвеемской площади, расположенной в южной части

Чаунского р-на, в 90 км к северо-востоку от месторождения Купол. Выделенный здесь по развитию интенсивных потоков рассеяния серебра, золота и полиметаллов рудный узел площадью около 1000 км² приурочен к центральной части Пучевеумской вулканогенно-тектонической депрессии во внешней зоне ОЧВП. В геологическом строении площади принимают участие верхнемеловые покровные вулканиты и субвулканитические тела и дайки андезит-дацит-риодацитово-гранодиорово-гранитной формации. Благоприятными для локализации оруденения являются туфы, претерпевшие наиболее интенсивные метасоматические изменения в зоне развития дуговых разломов, ограничивающих Пучевеумскую депрессию.

На Утэвеемской площади детальными геохимическими поисками по вторичным ореолам выделены протяженные (до 10 км), мощные (1-1,5 км) аномальные геохимические зоны, в контурах которых выявлены многочисленные жильно-прожилковые зоны, кварцевые штокверки и метасоматиты с богатой серебро-полиметаллической минерализацией.

Руды проявлений характеризуются высокими содержаниями главного и сопутствующих элементов (в г/т): Ag (107–15000), Au (0.1–27,2), Pb (235–129292), Cu (125–22812), Zn (55–3528).

Главные минералы руд - пирит, акантит, халькопирит, галенит и сфалерит, второстепенные - блеклые руды, арсенопирит, молибденит, редкие – самородное золото, сульфосоли Ag-Pb-Sb-S, прустит, самородное серебро, жильные - кварц, серицит, хлорит.

Геолого-минералогическими исследованиями установлено, что рудообразование проходило в два основных этапа: 1) Ранний пирит-арсенопирит-молибденитовый, связанный с внедрением субвулканитических андезитов в зоне Утэвеемского разлома, площадной пропилитизацией, аргиллизацией, окварцеванием и формированием кварцевых штокверков; 2) Поздний, связанный с внедрением субвулканитических трахиандезитов и образованием кварц-хлорит-гидрослюдистых метасоматитов и кварцевых жил и прожилков с золото-акантитовой и золото-блекловорудной продуктивными ассоциациями.

Оценка прогнозных ресурсов серебра по геохимическим данным свидетельствует о крупных масштабах выявленных проявлений.

Литература:

1. Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types // Economic Geology. 1987. V.82. №1. P.1-26.
2. Richards J. P. Alkaline-type epithermal gold deposits - a review // Magmas, fluid and ore deposits. Short course ser. Mineral. Ass. of Canada.: Vancouver, 1995. V. 23. P. 367-400.
3. Sillitoe R.H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region // Australian Journal of Earth Science. 1997. V. 44. P. 373–387.

СРАВНЕНИЕ ИНГИБИТОРОВ ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ

Николаева М.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Технология добычи, транспорта, хранения и переработки газа осложнена проблемой газовых гидратов. Эти технологические осложнения особенно вероятны для газовых и газоконденсатных месторождений, расположенных в районах Крайнего Севера.

Газовые гидраты – кристаллические соединения, образующиеся при определенных давлениях и температурах из воды и газа, имеющие низкую молекулярную массу. [1]

Для борьбы с гидратами разработан ряд методов:

I. Химические:

- Ингибиторы гидратообразования:
 - Термодинамические
 - Кинетические
- Ингибиторы гидратоотложения:
 - Многофазный транспорт продукции газоконденсатных и газонефтяных скважин

II. Технологические

- Поддержание безгидратных режимов

III. Физические

- Тепловые
- Механические
- Физические поля

Применение большинства этих методов возможно лишь при простоях скважин, к тому же они являются очень трудоемкими, технологически сложными, требуют больших затрат времени, а ожидаемый эффект проявляется в течение ограниченного срока эксплуатации скважин. В этой связи на сегодняшний день наибольшее распространение получили химические методы, заключающиеся в использовании ингибиторов гидратообразования.

Традиционные термодинамические ингибиторы – вещества, растворимые в воде, меняющие ее активность и, как следствие, смещающие трехфазное равновесие «газ – водная фаза – газовые гидраты» в сторону более низких температур (алифатические спирты, гликоли, водные растворы неорганических солей)[2].

В настоящее время на действующих месторождениях Крайнего Севера России в качестве ингибитора используется практически только метанол.

Метанол обладает высокой степенью понижения температуры гидратообразования, способностью быстро разлагать уже образовавшиеся гидратные пробки и смешиваться с водой в любых соотношениях, малой вязкостью и низкой температурой замерзания. Однако у метанола, несмотря на все плюсы его использования, остаются серьезные недостатки, связанные с высокими эксплуатационными затратами по применению, недостаточной проработанностью технологий утилизации отработанных растворов низких концентраций (высокой стоимостью принципиально известных решений), ядовитостью и пожароопасностью.

Кинетические ингибиторы – это ингибиторы гидратообразования, прекращающие на время процесс образования гидратов.

Кинетическая технология обычно заключается в попытках:

а) предотвратить агломерацию более мелких углеводородных гидратных кристаллов в более крупные с помощью средств, известных в

промышленности как антиагломераты и сокращенно называемых АА, и/или

б) ингибировать и/или замедлить начальное зародышеобразование углеводородных гидратных кристаллов и/или рост кристаллов с помощью средства, известного в промышленности как кинетический ингибитор гидрата и сокращенно называемого КИГ.[1]

Кинетические усилия для подавления гидратов включают применение разных материалов в качестве ингибиторов. Так, например, для ингибирования закупорки патрубков газовыми гидратами используют ониевые соединения с, по меньшей мере, четырьмя углеродными заместителями. Для подавления клатратных гидратов в текучих системах используют также такие добавки, как полимеры с лактамовыми кольцами.

Основной недостаток кинетических ингибиторов заключается в том, что имеющиеся в настоящее время ингибиторы могут применяться только при допустимой степени переохлаждения меньше 10-12°C. Помимо этого, большинство из наиболее активных из кинетических ингибиторов не соответствует требованиям по токсичности и биоаккумуляции.

Литература:

1. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. – М.: Недра, 1992.
2. Truls Valberg. «Efficiency of thermodynamic inhibitors for melting gas hydrates» Faculty of Engineering Science and Technology Department of Petroleum Engineering and Applied Geophysics. Trondheim, 2006.

ИМПУЛЬСНОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ДИПОЛЯ, ПОГРУЖЕННОГО В НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕННЫЙ ПЛАСТ

Ним Ю.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Рассматриваемая геофизическая ситуация соответствует электромагнитному каротажу горизонтального участка нефтегазонасыщенного пласта, ограниченного снизу горизонтом минерализованных вод при решении задач геонавигации [4]. Такая же модель соответствует технологии подводного и подземного электромагнитного зондирования, а также может служить стартовой моделью при формировании технологии электропрофилирования крутопадающих пластов, каротажа вертикальных скважин, технологий радиопросвечивания и георадиолокации [3].

Геоэлектрическую модель системы представим в виде диэлектрического пласта характеризующегося продольной диэлектрической проницаемостью « D », расположенного на расстоянии $h=Z$, от начала цилиндрической системы координат (r, φ, z) , а на расстоянии $h=-Z$ поместим электропроводный пласт, характеризуемый продольной проводимостью « S ». Возбуждающий горизонтальный магнитный диполь с моментом $M=Mx e^{i\omega t}$, ориентированный по оси « x », расположим в начале цилиндрической системы координат, совмещенной с декартовой (x, y, z) . Здесь ω – круговая частота, t – время, i – мнимая единица. Электрофизические параметры пластов аппроксимируем эквивалентными им плоскостями $S=\lim \gamma l$, при $\gamma \rightarrow \infty, l \rightarrow 0$ и $D=\lim \epsilon l$, при $\epsilon \rightarrow \infty, l \rightarrow 0$, γ, ϵ, l – соответственно, электропроводность, диэлектрическая проницаемость, мощность соответствующего слоя.

В соответствии с магнитным характером источника поля, вводим вектор-потенциал A соотношением $E=\text{rot}A$, где E – напряженность электрического поля.

Согласно симметрии представленной системы, электродинамический вектор-потенциал имеет две компоненты: горизонтальную A_x и вертикальную A_z , которые определяются решением уравнения Гельмгольца:

$$\Delta A_x = k^2 A_x$$

где $k^2 = i\omega\mu - \omega^2\epsilon\mu$ – квадрат волнового числа, μ – магнитная проницаемость.

Учитывая, что уравнение Гельмгольца описывает электромагнитные поля плоскостей S и D , представим его в виде поверхностного уравнения:

$$\Delta A_x = i\omega\mu A_x(S + i\omega D). \quad (1)$$

Вне плоскостей электромагнитные поля описываются уравнениями Лапласа

$\Delta A_x = 0$. В соответствии с геометрией системы, теоремой единственности решения задач электродинамики, а также поверхностного уравнения (1), граничные условия на плоскостях S и D записываются в виде:

1. $\partial A_x / \partial z = \partial A_z / \partial z = 0$,
2. $A_x = A_z$,
3. $\partial A_x / \partial x + \partial A_z / \partial z - \partial A_x / \partial x - \partial A_z / \partial z = i\omega\mu S A_z$ на плоскости S ,
4. $\partial A_x / \partial x + \partial A_z / \partial z - \partial A_x / \partial x - \partial A_z / \partial z = i\omega 2\mu D A_z$ на плоскости D .

Решения уравнений Лапласа в разных областях, разделенных границами S и D с учетом условий регулярности, представляются в классическом виде [3]:

1. $A_x = M \int_0^\infty B_0 e^{-mz} J_0(mr) dm$,
2. $A_z = M \int_0^\infty e^{-m|z|} [B_1 e^{-mz} + B_2 e^{-mz} J_0(mr) dm]$,
3. $A_x = M \int_0^\infty B_3 e^{-mz} J_0(mr) dm$,
4. $A_z = M \int_0^\infty C_0 e^{-mz} J_0(mr) dm$,
5. $A_z = M \int_0^\infty C_1 e^{-mz} + C_2 e^{-mz} J_0(mr) dm$,
6. $A_z = M \int_0^\infty C_3 e^{-mz} J_0(mr) dm$.

где $M = i\omega\mu M_x / 4\pi$, m – переменная разделения, J_0 – функция Бесселя нулевого порядка.

Для выполнения граничных условий найдем соответствующие производные функции вектор-потенциалов A_z и A_x :

1. $\partial A_x / \partial z = M \int_0^\infty -m B_0 e^{-mz} J_0(mr) dm$,

2. $\partial A_{2x} \partial z = M_0 \infty \pm e m |z| + m B_1 e m z - m B_2 e - m z J_0(m r) d m,$
3. $\partial A_{3x} \partial z = M_0 \infty m B_3 e m z J_0(m r) d m,$
4. $\partial A_{1x} \partial x = M \partial \partial x_0 \infty B_0 e - m z J_0(m r) d m,$
5. $\partial A_{2x} \partial x = M \partial \partial x_0 \infty e m |z| + B_1 e m z + B_2 e - m z J_0(m r) d m,$
6. $\partial A_{3x} \partial x = M \partial \partial x_0 \infty B_3 e m z J_0(m r) d m,$
7. $\partial A_{1z} \partial z = M \partial \partial x_0 \infty - m C_0 e - m z J_0(m r) d m,$
8. $\partial A_{2z} \partial z = M \partial \partial x_0 \infty m C_1 e m z - m C_2 e - m z J_0(m r) d m,$
9. $\partial A_{3z} \partial z = M \partial \partial x_0 \infty m C_3 e m z J_0(m r) d m.$

Для определения коэффициентов B и C выполним граничные условия на каждой границе с учетом краевых условий. Принимая во внимание действительность несобственных интегралов, при всех значениях « r », получим системы алгебраических уравнений, состоящих из соответствующих подынтегральных функций [3].

Выполнив краевые и граничные условия, находим коэффициенты функций вектор-потенциалов в соответствующих средах:

$B_0 = B_3 = 0$. $B_1 = g h - 1$, $B_2 = g H - 1$, где $g h = g h / g$, $g h = 1 - e^{-2 m h}$; $g = 1 - e^{-2 m d}$; $g H = g H / g$; $g H = 1 + e^{-2 m H}$. Данные коэффициенты не зависят от частоты поля, поэтому компоненты поля $A_x(t)$ не вносят вклад в переходной процесс рассматриваемой модели.

Коэффициенты C_0-3 , имеют вид: $C_0 = C_1 e^{2 m h} + C_2$; $C_3 = C_1 + C_2 e^{2 m H}$; $C_1 = V^2 W \varphi S j S e^{2 m H} + g j S e^{2 m H}$; $C_2 = -V^2 W$, где $W = \varphi D \varphi S - j D j S e^{-2 m d}$, $V^2 = \varphi D g + 2 j S g H e^{-2 m d}$, $\varphi D = 2 m + i \omega \mu D$; $\varphi S = 2 m + i \omega \mu S$; $j D = i \omega 2 \mu D$; $j S = i \omega \mu S$.

Определим коэффициент C_2 . Для этого представим функцию W в виде табличного обратного интегрального преобразования Лапласа-Карлсона [].

$W = p + c p + a^2 + b^2$, где $c = 2 m^3 \mu D g + 2 r c h \varphi / 3$, $a = 2 m^3 \mu D g - r c h \varphi / 3$, $b = i 3 r s h \varphi / 3$, корни кубического уравнения вида $W = a x^3 + b x^2 + c x + d = 0$, $p = i \omega$, r и φ – функции, определяемые в результате решения кубического уравнения через вспомогательные величины [1].

Числитель коэффициента C_2 , представляется в виде:

$V^2 = 2 m + i \omega 2 \mu D g + 2 i \omega \mu S g H e^{-2 m d} = p^2 \alpha + p \beta + c$. Здесь $\alpha = g \mu S g$, $\beta = g H e^{-2 m d} \mu D g$, $c = 2 m \mu^2 D S g$.

С учетом множителя M , коэффициент $C2$ приводится к табличному интегралу обратного преобразования Лапласа-Карлсона [2, ф. 21.72, стр. 202], а слагаемое вектор-потенциала $A2z(t)$, импульсного электромагнитного поля в нефтегазонасыщенном пласте представляется в виде однократного интеграла, поддающегося численному расчету и анализу.

Коэффициент $C1$, определяющий второе слагаемое представляется в виде суммы двух слагаемых: $C1=C10+C20$, где $C10=1\mu Sp3\alpha+p2\beta+p\gamma W$, $C20=4m2\mu2S2Dg/W$. Коэффициент $C20$ также приводится к табличному интегралу обратного преобразования Лапласа-Карлсона [2, ф. 21.79, стр. 203].

Таким образом, импульсное электромагнитное поле, возбуждаемое и наблюдаемое при каротаже нефтегазонасыщенных коллекторов горизонтальных скважин, определяется численно анализируемой моделью однократного интеграла.

Литература:

1. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике для инженеров и учащихся вузов. – М.: Наука, 1968 г. – 544 с.
2. Диткин В.А., Прудников А.П. Справочник по операционному исчислению. – М.: Высшая школа, 1965г. – 466 с.
3. Ним Ю.А. Становление электромагнитного поля горизонтально-слоистой диспергирующей среды при её возбуждении горизонтальным магнитным диполем // Вестник СВФУ, том 8 №2, 2011 г. с. 58-65
4. Эпов М.И., Миронов В.Л., Комаров С.А., Музелевский К.В. Электромагнитное зондирование флюидонасыщенного слоистого коллектора наносекундными импульсами // Геология и геофизика, том 48 №12, 2007 г. с. 1357-1365.

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
a.v.okrugin@diamond.ysn.ru*

Нами проводятся топоминералогические исследования обширных площадных проявлений мелкого пластинчатого золота на востоке Сибирской платформы с целью установления их соотношения с известными крупными россыпеобразующими золоторудными месторождениями Алданского щита. Сопоставление типоморфных особенностей золота из отложений бассейна среднего течения р. Алдан, протекающего через основные промышленные типы месторождений Центрально-Алданского района (ЦАР), с золотом из россыпепроявлений платформенного чехла, пока «стерильных» в отношении каких-либо реально прогнозируемых коренных источников, поможет оценить характер перехода от известных типов оруденения к загадочным «вилюйским» россыпям.

Шлиховые пробы (точки 6-13 на рис. 1) отбирались по р. Алдан на отрезке от п. Томмот до п. Чагда (устье р. Учур). Золото встречается спорадически от единичных знаков до несколько десятков зерен на лоток в виде хорошо окатанных мелких тонкопластинчатых выделений. Количество знаков заметно увеличивается в пробах, отобранных из крупных косовых наносов вблизи впадения больших притоков, таких как р. Суннагын и р. Тимптон. Толщина пластинчатых частиц 0,05-0,1 мм, в наибольшем поперечнике чешуйки достигают 0,5-1,5 мм. Реже встречаются утолщенные золотины меньшего размера неправильной, удлиненной и комковидной форм. Пробность золота колеблется от 720 до 990‰ с резким пиком в 950 (рис. 2). Микронзондовым анализом только в некоторых зернах фиксируются мизерные примеси Cu и Hg до 0,1-0,4%.

Для сравнения мы приводим данные о пробности золота, которое изучалось нами ранее в площадных россыпепроявлениях мелкого металла на востоке Сибирской платформы [4] и в пробах отобранных из концентратов хвостов шлихообогатительных установок старательских артелей. В таких хвостовых отвалах часто встречаются мелкие пластинчатые зерна золота, плохо улавливаемые гравитационными обогатительными установками. Подобное «плавающее» золото может мигрировать на большие расстояния, формируя площадные косовые россыпепроявления.

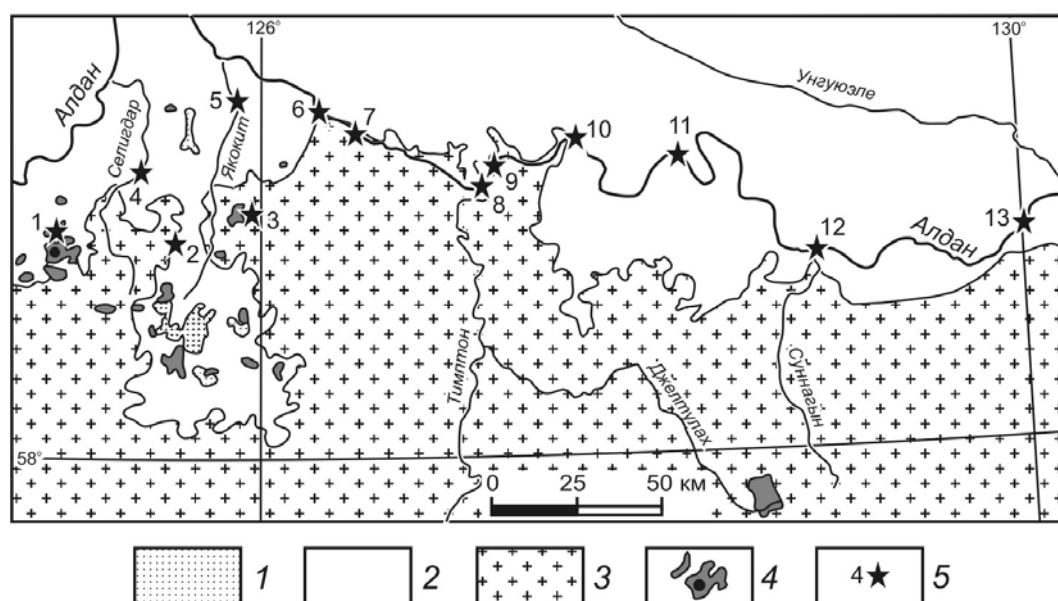


Рис. 1. Схематическая карта расположения шлиховых проб с золотом в среднем течении р. Алдан: 1 – юрские терригенные отложения; 2 – венд-кембрийские карбонатные толщи чехла; 3 – раннедокембрийский кристаллический фундамент; 4 – мезозойские магматические комплексы (черным кружочком показан Инаглинский дунитовый массив); 5 – места взятия проб: 1 – Инаглинский массив; 2 – р. Бол. Куранах; 3 – Рябиновское месторождение; 4 – р. Селигдар; 5 – р. Якокит; 6-13 – р. Алдан.

Как видно из гистограмм (рис. 2) высокопробное золото р. Алдан на отрезке Томмот-Чагда отличается от металла из россыпей бассейнов рек Виллой, Бол. Куонамка, Анабар, Кенкеме и Харса [4], а также среднего течения р. Лены (от р. Витим до р. Синяя) [1], где резко преобладает тонко-чешуйчатое золото весьма высокой (>950‰) пробности. Близкие к изученным нами алданским пробам, золото с максимумами в высокопробной области встречается в соседних россыпях рек Чара и Амга,

а также опробованной нами по всей протяженности р. Бол. Патом. Наличие второго типа высоко- и среднепробного комковатого золота наряду с весьма высокопробным пластинчатым золотом установлено в аллювии р. Токко и её притока Торго на северо-западной окраине Алданского щита [1].

В ЦАР нами получены данные по пробности золота из россыпей, связанных с широко известными типами Au-рудных месторождений. По данным А.А. Ким [3] средняя пробность видимого гипогенного золота из руд лебединского типа составляет 850-900‰, а куранахского – 800-850‰, что вполне соответствует нашим данным (рис. 2) полученным по золотинам из россыпей рек Бол. Куранах и Селигдар, протекающих вблизи этих месторождений. В корах выветривания Куранахского месторождения из тонкодисперсного золота могут формироваться укрупненные новообразования гипергенного тонкоагрегатного сростания золота и гидроокислов железа («горчичное» золото), но они очень хрупки и не транспортабельны в аллювиальных потоках.

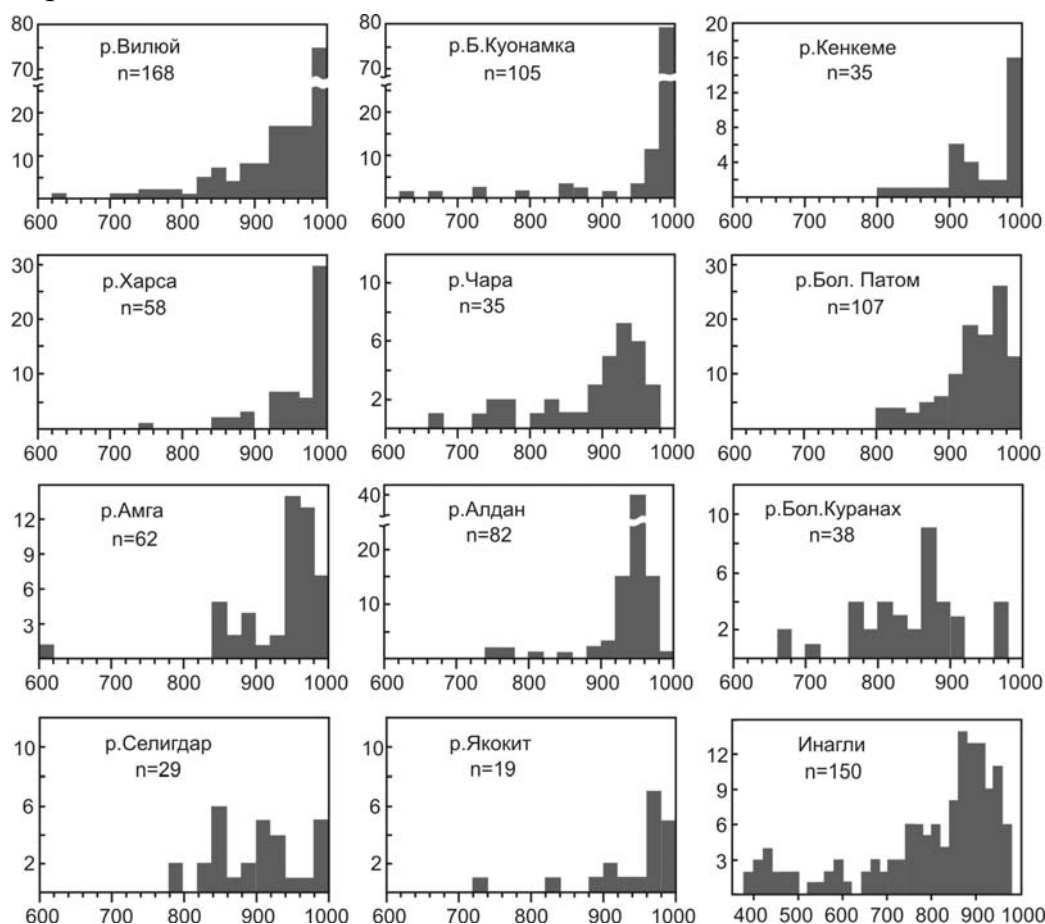


Рис. 2. Гистограммы распределения пробности золота:

по ординате указано количество зерен, n – общее количество анализируемых зерен.

Из борнитовых руд Рябиновского месторождения мы изучили 8 зерен золота, пробность которых варьирует в пределах 850-900‰. В платиноносных россыпях Инаглинского массива часто встречается золото с широким диапазоном пробности (рис. 2), но в отличие от рассмотренных Au-рудных месторождений, здесь золото содержит повышенные примеси Cu и Hg [4]. Пока не понятна природа золота с весьма высокой пробностью и повышенным содержанием Hg 0,3-3,5%, изученного нами в шлихах из аллювия р. Якокит вблизи Куранахских месторождений. Подобное золото нами встречалось по р. Бол. Патом, где высокопробное золото часто содержит 0,5-4,5% Hg. Следует упомянуть также присутствие в железистых кварцитах в западной части Алданского щита наряду с тонкодисперсным металлом и микровыделений размером до 0,25 мм высокопробного (950 ± 10) золота [2].

В заключение нашего предварительного исследования отметим, что мелкое тонкопластинчатое высокопробное золото в аллювии среднего течения р. Алдан, как и в наносах р. Чара и Амга, отличается от металла россыпепроявлений «вилюйского» типа практически полным отсутствием весьма высокопробного золота и имеет многие черты сходства с золотом Алданского щита и Патомского нагорья. Можно предположить, что во время мезозойской рудно-магматической активизации с возвышенных территорий Алдана на северный пологий склон антеклизы происходил постепенный снос мелкой фракции пластинчатого «плавучего» металла на далекие расстояния вплоть до среднего течения р. Амга и низовьев р. Чара, где формировались косовые россыпи мелкого золота. Для уточнения степени возможной миграции ценного металла со стороны Алданского щита и Патомского нагорья необходимы дальнейшие сравнительные исследования, но проблема происхождения весьма высокопробного тонкочешуйчатого золота пока так и остается неразгаданной «вилюйской» загадкой.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00747.

Литература:

1. Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. Сравнительная характеристика типоморфных признаков самородного золота из русловых отложений бассейна средней Лены (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 2010. № 3. С. 34-44.
2. Кассандров Э.Г., Мариич В.А. О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1979. № 2. С.87-91.
3. Ким А.А. Анализ минералогических особенностей самородного золота в первичных и окисленных рудах месторождений центрального Алдана // Древние коры выветривания Якутии. Якутск. Издание ЯФ СО РАН. 1975. С. 109-127.
4. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск. ЯФ изд-ва СО РАН. 2000. 184 с.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ТРАХИБАЗАЛЬТОВЫХ ПОТОКОВ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

Округин А.В., Мохначевский Г.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
a.v.okrugin@diamond.ysn.ru*

Аньюйский вулкан сложен трахибазальтами, трещинные излияния которых прослеживаются более чем на 50 км по субширотной долине р. Монни (правого водотока р. Бол. Анюй), а в верхней части вулкана расположен большой конус шлаковых и лавовых потоков [2]. От главного конуса вдоль субмеридианальной трещины наблюдаются небольшие побочные конусы и многочисленные блюдцеобразные бокки диаметром 20-50 м и глубиной 1-5 м, служившие трубообразными жерлами поступления последующих лавовых потоков (рис. 1). Возраст лав по Rb-Sr и Ar-Ar датировкам 0,4-0,2 млн. лет [1], хотя прекрасная сохранность конуса, свежий облик поверхности пахоехоэ потоков, лишенный каких-либо растительных покровов, позволяет относить извержения Аньюйского вулкана к недавнему (400-500 лет назад), во всяком случае, послеледниковому времени [2].

По морфологическим особенностям разных уровней потоков, текстурно-структурным и вещественным характеристикам слагающих их пород нами выделяются 3 этапа извержения Аньюйского вулкана. Вначале

вдоль субширотных трещин по долине р. Монни и поперечного субмеридианального разлома в верховьях реки формировались протяженные нижние потоки (шириной 1-2 км) буровато-черных высокопористых афировых лав, увенчанные в юго-восточном окончании большим эксплозивным конусом. После бурных извержений первых потоков обогащенной газом магмы, происходило более спокойное излияние серых плотных лав среднего потока с мелкими газовыми порами и редкими вкрапленниками оливина и магнетита. На дне 13 блюдцеобразных бокк, расположенных севернее на одной трещине с главным конусом, горизонтально залегают лавы среднего потока, а из одной из таких бокк вытекают лавы верхнего потока (рис. 1).

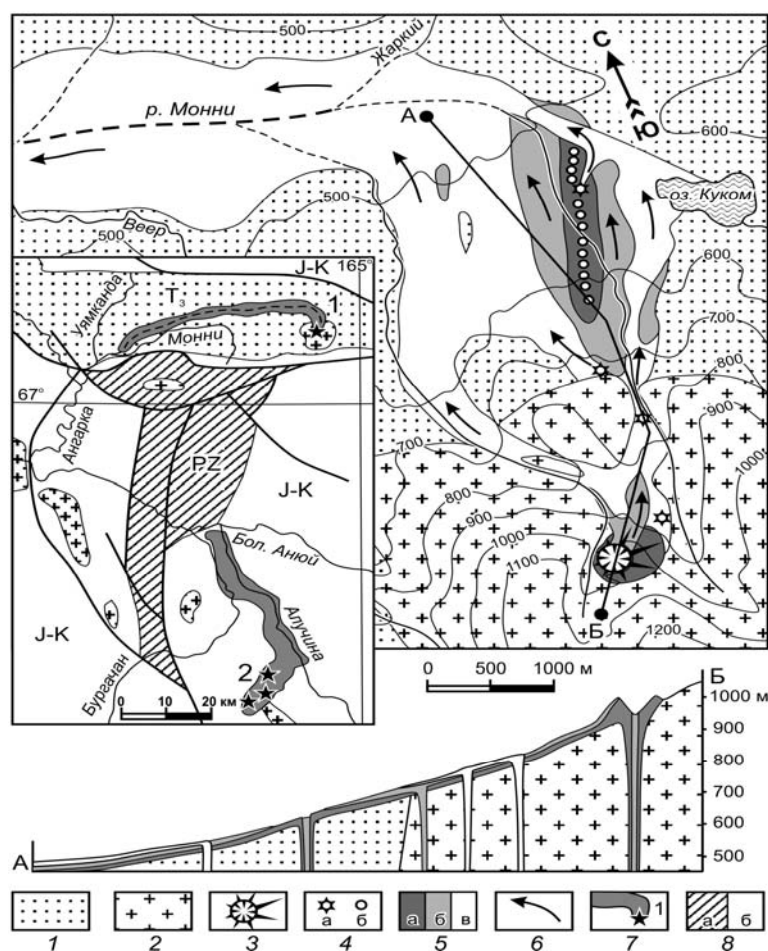


Рис. 1. Строение трещинно-жерлового излияния Ануйского вулкана:

1 – осадочно-вулканогенные породы T_3 ; 2 – меловые гранодиориты; 3 – шлаковый конус; 4 – мелкие боковые жерла (а) и бокки (б); 5 – нижний (а), средний (б) и верхний (в) потоки; 6 – направление течения лавы. На врезке – схема положения Ануйского (1) и Алучинского (2) вулканов: 7 – потоки базальтов с кратерами извержения ; 8 –

палеозойские комплексы (а) с базит-гипербазитовыми массивами (офиолиты) и юрско-меловые терригенно-вулканогенные толщи (б).

Верхний поток, сложенный темно-серыми плотными породами с обильными вкрапленниками оливина и плагиоклаза, начинается с нижней наружной части главного конуса и протягивается вниз по долине реки на 16 км. Мощность потока в зависимости от рельефа местности варьирует в пределах 10-20 м, редко в глубоких участках долины достигая 50-60 м.

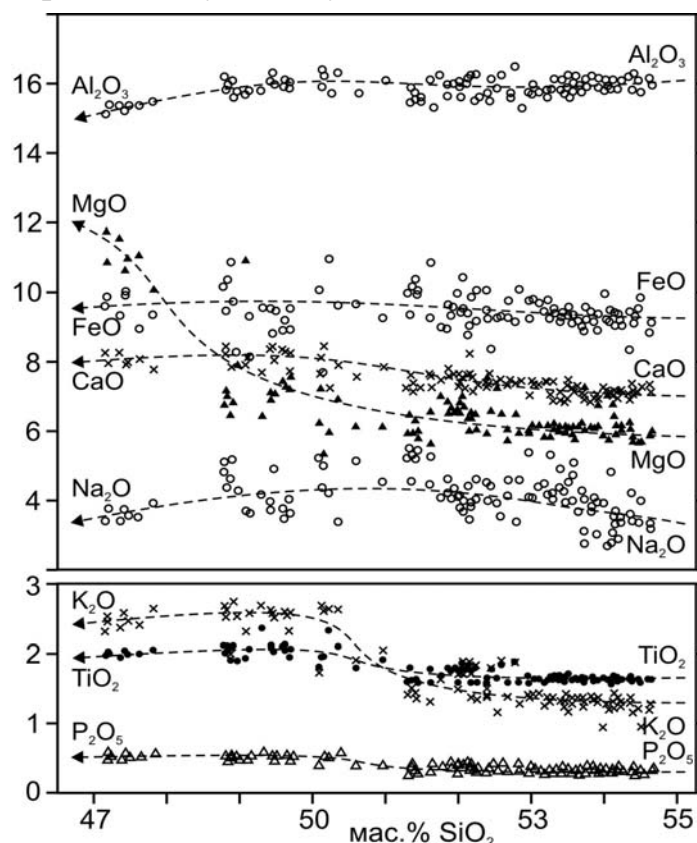


Рис. 2. Изменение содержаний основных оксидов в зависимости от кремнеземистости базальтов Анюйского вулкана.

Составы разных потоков Анюйского вулкана, как и Алучинского, существенно различаются по содержанию SiO₂ (рис. 2, табл. 1). Лавы нижнего и среднего потоков имеют высокую кремнеземистость (52-55% SiO₂) приближаясь к трахиандезитобазальтам. Лавы верхнего потока отличаются от первых потоков постепенным накоплением MgO и резким повышением TiO₂, K₂O и P₂O₅. Среди них редко встречаются породы сильно обогащенные MgO. Если увеличение MgO в поздних потоках можно объяснить отсадкой оливина из магмы в глубинной камере, то

повышение SiO₂ в первых потоках, видимо, обусловлено ассимиляцией кислого корового материала в апикальной части магмоотстойника.

С.А. Федотовым [3] было показано, что причиной подъема магм к вулканам являются гидростатические силы, возникающие в протяженных колоннах. Для магм основного состава основание магматического канала находится на глубине не менее 40-70 км, а для ультраосновных – 100-145 км. В таких колоннах существует избыточное давление, которое максимально на тех глубинах, где плотность магмы равна плотности окружающих пород. Такие уровни благоприятны для возникновения магматических очагов, для базальтовых расплавов это находится в нижних слоях коры. Отсюда магмы время от времени прорываются наверх в зависимости от геодинамических обстановок. В результате формируются различные типы вулканитов: андезито-базитовый на островных дугах, заложенных на энсиматических или энсиалических сегментах земной коры, а на активных континентальных окраинах в направлении от океана в глубь континента наблюдается смена толеитового вулканизма известково-щелочным, а затем шошонитовым. Внутриплитные континентальные рифтогенные структуры характеризуются субщелочным базитовым вулканизмом К-Na типа с разной ролью толеитов и щелочных базальтоидов с ксенолитами глубинных пород [1], что очевидно связано с различным строением континентальной литосферы. Для уточнения этих аспектов нужны дальнейшие детальные геохимические исследования данных вулканитов.

Таблица 1.

Представительные анализы трахибазальтов Анюйского и Алучинского вулканов

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Анюйский вулкан (нижний и средний потоки)													
122/1	54,65	1,65	15,99	1,22	7,86	0,14	5,98	7,12	3,19	1,29	0,32	0,67	100,08
124/7	53,73	1,68	16,11	4,73	4,81	0,14	6,01	6,91	4,02	1,38	0,37	0,31	100,19
11-1	52,83	1,63	15,32	5,08	5,00	0,19	5,90	7,42	4,67	1,27	0,33	0,38	100,02
Анюйский вулкан (верхний поток)													
125/18	51,62	1,82	16,08	2,88	6,38	0,14	6,53	7,61	4,46	1,79	0,41	0,47	100,20
11-5	50,95	1,91	16,09	0,67	8,61	0,17	6,17	7,86	4,56	2,05	0,43	0,46	99,93
123/13	49,60	2,09	15,89	2,56	6,37	0,14	7,42	8,34	3,76	2,59	0,54	0,47	99,77
14-4	48,86	1,99	15,58	0,62	10,21	0,28	6,43	7,88	4,58	2,08	0,51	1,24	100,26
123/8	47,62	2,00	15,36	3,16	5,74	0,13	11,05	8,10	3,46	2,45	0,55	0,38	100,01

Алучинский вулкан													
6-2	53,02	1,66	15,48	0,45	8,91	0,14	6,18	7,10	4,86	1,45	0,31	0,23	99,79
3-7	52,07	1,79	15,34	0,29	9,40	0,13	7,13	7,27	4,28	1,54	0,34	0,65	100,23
107/6	51,31	1,81	15,66	2,37	8,10	0,14	7,17	7,14	4,41	1,90	0,38	0,40	99,91
109/3	50,42	1,88	15,58	4,44	5,36	0,15	6,85	7,15	5,46	2,10	0,42	0,23	100,04
3-10	49,54	1,91	15,60	1,07	9,00	0,25	7,15	7,11	5,64	2,13	0,45	0,32	100,17
2-1	48,65	2,10	15,34	2,09	9,04	0,14	7,22	6,96	5,28	2,37	0,51	0,34	100,04

В работе использованы фактические данные А.А. Сурнина, многие годы успешно занимавшегося изучением базит-ультрабазитовых пород, в том числе и кайнозойских вулканитов северо-востока России.

Литература:

1. Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998. № 6. с. 44-48.
2. Устиев Е.К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 124 с.
3. Федотов А.С. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука. 2006. 455 с.

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РОДНИКОВ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С.

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

pavlova@mpi.ysn.ru

В Центральной Якутии на правобережных средневисотных террасах р. Лены широко распространены водоносные горизонты надмерзлотно-межмерзлотных вод. Подземные воды этого типа наиболее изучены в пределах IV (бестяхской) террасы р.Лены. Терраса имеет четко выраженный уступ высотой 25-30 м и отличается сглаженной поверхностью. Между неширокими вытянутыми песчаными грядами в эрозионных долинообразных депрессиях распространены большие по площади, но мелководные озёра. В строении террасы в ее южной части

принимают участие мелко- и среднезернистые аллювиальные пески с галечником в основании, подстилаемыми на глубине 20–80 м кембрийскими известняками. Межмерзлотный водоносный горизонт развит под многолетнемерзлыми породами мощностью 16-50 м. Его инфильтрационное питание происходит через таликовые окна, которые распространены под озерами, мелкими реками (субаквальные талики) и на выположенных участках с редким сосновым лесом (субаэральные несквозные талики) [2, 3]. Обладая значительными естественными ресурсами, межмерзлотный водоносный горизонт является весьма перспективным для водоснабжения.

В распадке, образованном постоянно действующим источником Булуус, подземные воды выходят на дневную поверхность в виде нисходящих струй на контакте аллювиальных четвертичных песков и кембрийских известняков. Суммарный средний дебит родников за многолетний период наблюдений составляет 9,7 тыс. м³/сут, температура разгружающейся на поверхность воды на протяжении года постоянна (0,1÷0,2 °C).

Режимные гидрохимические наблюдения на этом участке проводятся сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН уже более 50 лет. Для изучения многолетней динамики макрокомпонентного состава подземных вод вблизи области их разгрузки, нами был выполнен анализ длительных (1965-2012 гг.) гидрохимических исследований. В последние 5 лет для определения содержания микроэлементов в воде, ежегодно до периода образования наледи и перед этапом ее разрушения, а также периодически в летние месяцы осуществлялось опробование родников и водозаборной скважины, которая находится в области разгрузки межмерзлотного водоносного горизонта. Пробы воды анализировались в гидрогеохимической лаборатории Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН по стандартной методике и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка) масс-спектральным и атомно-эмиссионным методами.

Разгрузка межмерзлотных вод в урочище руч. Булуус осуществляется двумя группами, объединяющими несколько родников, отличающихся по

химическому составу воды. Наиболее высокодебитные родники расположены в средней и нижней частях распадка (группа А). Они имеют гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав, характерный для подземных вод верхней трещиноватой хорошо промытой зоны пород среднего кембрия, но в отличие от последних, менее минерализованы (180-300 мг/л). Н.П.Анисимовой [1] по данным годичного цикла режимных гидрохимических наблюдений было установлено, что солевой состав воды родников подвержен сезонным изменениям, свойственным для таликов, питающихся в основном надмерзлотными водами. В многолетнем цикле отмечается стабильность химического состава источников.

Родники, расположенные выше по распадку (группа Б), имеют гидрокарбонатный магниевый-натриево-кальциевый состав, их минерализация 230-350 мг/л. Над верхним участком разгрузки в 30 м от бровки террасы расположена гидрогеологическая скважина, вскрывшая под мерзлыми песками безнапорные подземные воды в интервале 20-67 м в доломитах и известняках. Минерализация подземной воды из скважины 400-600 мг/л, в ее солевом составе преобладают гидрокарбонаты натрия.

Трансформация химического состава подземных вод в верховье распадка, вероятно, является следствием ухудшения водообмена при промерзании пород. Осыпание и выколачивание склона, заболачивание и залесение днища распадка привело к новообразованию мерзлых пород и затруднению разгрузки подземных вод на этом участке. Как известно [2, 4], промерзание пород таликовой зоны сопровождается повышением минерализации и изменением химического состава подземных вод в ней. На границе с мерзлыми породами в растворе начинают преобладать гидрокарбонаты натрия и магния, а карбонаты кальция и магния в процессе кристаллизации воды при выделении углекислоты частично выпадают из раствора в осадок. По-видимому, именно данный процесс и протекает в этом сравнительно древнем распадке.

С особенностями водообмена связано и распределение Li, F, B, Br и Ba в источнике Булуус. Эти микрокомпоненты, характерные для глубоких водоносных горизонтов, в относительно повышенных концентрациях зафиксированы в родниках в верховье распадка и в водозаборной скважине

(табл.). Здесь же в пробах воды отмечено наличие редкоземельных элементов, которые отсутствуют в источниках группы А. С нашей точки зрения, такое различие в накоплении перечисленных элементов в воде обусловлено затрудненными условиями разгрузки подземных вод вблизи колеблющейся границы межмерзлотного талика, где активно протекают процессы взаимодействия вода–порода–углекислый газ.

Таблица

Содержание микроэлементов в родниках бестяхской террасы, мкг/л

Элемент (ПДК для питьевых вод)	Источник Булуус, группа А	Источник Булуус, группа Б	Водоза- борная скважина	Источник Находка	Источник Мечта
Li (30)	5,1-8,1	9,7-18	67-84	1,7-2,1	1,3-1,6
F (1500)	260-520	330-580	1300-1600	74-198	30-142
B (500)	27-83	76-210	480-580	8-20	11-16
Br (200)	16-31	40-130	120-150	23-34	10-11
Ba (700)	45-68	90-180	240-290	56-74	56-65
pH (6-9)	7,4-8,1	7,6-8,6	7,6-8,1	7,5-8,0	7,8-8,5

Однотипный химический состав (гидрокарбонатный магниевый-кальциевый) с источниками Булуус группы А отмечается в родниках Находка и Мечта. Первый из них приурочен к подножию бестяхской террасы, разгрузка подземных вод с минерализацией 0,37-0,39 г/л происходит из песчаных отложений субаэрально и субаквально в оз. Булуус. Зимой место выхода подземных вод фиксируется полыньей. Источник Мечта расположен на поверхности бестяхской террасы вблизи автомобильной трассы (84 км). Подземная вода вытекает из щебня карбонатных пород. Зимой родник образует небольшую наледь. Минерализация его 0,18-0,20 г/л. В источниках Мечта и Находка концентрация F, Li и B в 3-4 раза ниже, чем в родниковых водах урочища Булуус, что указывает на хорошие условия водообмена и малую криогенную метаморфизацию их химического состава.

Таким образом, уровень содержания макро- и микроэлементов в родниках в значительной степени определяется условиями разгрузки подземных вод. В целом, вышеописанные источники менее всех из опробованных на бестяхской террасе насыщены микрокомпонентами.

Аккумулировать их в подземных водах в больших количествах не позволяет высокая промытость и незначительная обогащенность микроэлементами карбонатных отложений, а также малое время взаимодействия воды с вмещающими ее породами. Повышение содержания гидрокарбонатов натрия и отдельных микроэлементов характерно для родников, расположенных вблизи границы промерзания талика.

Литература:

1. Анисимова Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М.: Наука, 1971. – 195 с.
2. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981. – 153 с.
3. Мониторинг подземных вод криолитозоны / Шепелев В.В., Бойцов А.В., Оберман Н.Г., Петченко М.Ф. и др. – Якутск: изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.
4. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2009. – 279 с.

АНАЛИЗ АНИЗОТРОПИИ ПРОСТРАНСТВЕННО- НЕОДНОРОДНОЙ КРИСТАЛЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ

Павлушин А.Д.

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

a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru

На основании наблюдений искаженной внешней симметрии кристаллов предпринимались многочисленные попытки реконструкции анизотропии среды и условий кристаллизации природного алмаза [1-4, 6]. По данным З.В. Бартошинского [1] количество правильно развитых октаэдров алмаза соответствующих его истинной симметрии $m\bar{3}m$ не превышает доли 10% от всех исследованных кристаллов. В то же время

Л.В. Зыковым и И.И. Шафрановским [2], использовавшим более точные измерения пропорций развития кристаллов и узкую выборку по форме индивидов, установлено, что среди 6000 октаэдрических кристаллов не было ни одного алмаза сохранившего свою истинную симметрию. Данное обстоятельство, как и характер искажений алмазов, указывает на векторную природу кристаллообразующей среды, в которой реализация истинной симметрии кристаллов крайне затруднительна. Большинство авторов полагает, что моделями симметрии кристаллообразующей среды алмаза могут являться симметрия «покоящегося цилиндра» $L_{\infty} \times L_2 \times \text{РПС}$ (∞/m) и симметрия «покоящегося конуса» $L_{\infty} \times P$ (∞m). В частных случаях рассматриваются также симметрия шара $\infty/\infty m$ и симметрия трехосного параллелепипеда mmm . В противоположность природным алмазам реализация симметрии шара ∞/m в гидростатических условиях искусственного выращивания алмазов в расплаве приводит к кристаллизации массы правильно образованных индивидов. Последнее подчеркивает справедливость существующих предположений в принципиальном вопросе – о влиянии гравитационного поля Земли на искажение кристаллов алмаза. Отсутствие эффекта искажения искусственных алмазов поставило под сомнение ранее существовавшие гипотезы [3] и заставило предложить альтернативные варианты векторной природы среды алмазообразования с признаками кристаллизации в твердой среде. В качестве такой альтернативы может выступить систематизированное исследование искаженных метакристаллов граната из стратифицированных метасоматитов р. Виллой [5]. Сходство наблюдавшихся типов искажений кристаллов граната и алмаза, статистическая распространенность видов ложной симметрии позволяет провести соответствующие аналогии. Представлены пространственные векторные модели искажения симметрии кристаллов в условиях однородно- и неоднородно-слоистого субстрата и при влиянии потока инфильтрационных растворов по латерали. Для моделирования использованы все три основные габитусные формы природного алмаза. В порядке убывания плотности цепей связей и морфологической значимости форм роста, F-границ алмаза принадлежат октаэдру, а его производные

вицинальные формы представляют менее плотные S-грани ромбододекаэдра и K- грани куба. В силу особенностей геометрии для октаэдра характерна ограниченная возможность преобразований видимой симметрии. Основными типами искаженных форм роста природных алмазов в форме октаэдра являются ложные виды симметрии тригональной, ромбической моноклинной и триклинной сингоний планаксиальных и планальных ступеней симметрии. Это псевдотригональные кристаллы симметрии $\bar{3}m$ и $3m$ и представители низших сингоний: псевдоромбической mmm и $2mm$, псевдомоноклинной $2/m$ и m и псевдотриклинной видов симметрии $\bar{1}$ и 1 . Таким образом, из искажений гранных форм октаэдра выпадают псевдотетрагональные виды симметрии. В случае гранной формы куба наблюдается иная картина – в отличие от октаэдра среди его искаженных форм отсутствуют кристаллы псевдотригональных видов симметрии, тогда как псевдотетрагональные кристаллы представлены лишь ложной симметрией $4/mmm$. Для ромбододекаэдра характерны все выше перечисленные виды искаженной симметрии, а кроме того, становятся возможны искажения гранных форм более высоких видов симметрии $4/mmm$ и $4mm$ тетрагональной сингонии отражающие соответственно виды анизотропии среды: симметрию цилиндра ∞/m и симметрию конуса ∞m .

Из изложенного следует, что в двух вариантах ориентации кристаллографических направлений относительно плоскости слоистого субстрата основные габитусные формы алмаза сохраняют его истинную симметрию $m\bar{3}m$: для октаэдра при ориентации L_4 перпендикулярно к плоскости слоистости (т. е. параллельно L_∞ среды), а для куба при ориентации L_3 перпендикулярно к плоскости слоистости. Обусловлено это тем, что геометрические преобразования, связанные с равным изменением площади граней в полярных направлениях октаэдра по $[001]$ и куба по $[111]$ не приводят к появлению ложных форм и диссимметризации кристаллов. Описанные Ю.Л. Орловым [4] кристаллы уральского типа с полярным положением сферических и плоских граней рассматривались им в качестве доказательства происхождения округлых додекаэдроидов за счет растворения. Экранирование части кристаллов от растворения не

подверженным метасоматозу субстратом также является свидетельством влияния кристаллообразующей среды с симметрией конуса.

Таблица.

Реализация ложной симметрии на кристаллах алмаза при условии совпадения оси симметрии кристалла L_n с осью L_∞ симметрии среды цилиндра ∞/mm и конуса ∞m .

Габитусная форма алмаза	Положение оси L_n кристалла относительно оси L_∞ симметрии среды	Ложная симметрия кристалла в среде (∞/mm)	Ложная симметрия кристалла в среде (∞m)
Октаэдр	$L_4 \parallel L_\infty$	m3m	m3m
	$L_3 \parallel L_\infty$	$\bar{3}m$	3m
	$L_2 \parallel L_\infty$	mmm	mmm
Куб	$L_4 \parallel L_\infty$	4/mmm	4/mmm
	$L_3 \parallel L_\infty$	m3m	m3m
	$L_2 \parallel L_\infty$	4/mmm	4/mmm
Додекаэдр	$L_4 \parallel L_\infty$	4/mmm	4mm
	$L_3 \parallel L_\infty$	$\bar{3}m$	$\bar{3}m$
	$L_2 \parallel L_\infty$	mmm	2mm

Рассматривая возможность алмазообразования при влиянии анизотропии стратифицированного субстрата в зависимости от положения кристаллов относительно элементов симметрии кристаллообразующей среды логично допустить вероятность совпадения одного из элементов симметрии кристалла в пропорциях содержания элементов симметрии в простой форме. Для кристаллов симметрии m3m она может быть выражена пропорцией количества элементов симметрии $3L_4:4L_3:6L_2$ как 1,5:2:3, а также зеркальных плоскостей симметрии $3P(001): 6P(011)$ как 1:2 [5]. Статистические данные по распространенности искаженных форм метакристаллов граната имеют схожие значения с статистикой искаженных форм природного алмаза. Во всех исследованиях [1-4], как наиболее распространенные указываются уплощенные по L_3 псевдотригональные кристаллы алмаза симметрии $\bar{3}m$. По данным З.В. Бартошинского и др. [1], получившим статистику по всем крупным алмазоносным районам якутской провинции, на их долю приходится 54,5-65,0% искаженных индивидов. Второе место по распространенности искажений занимают псевдоромбические кристаллы симметрии mmm – 29,0-39,9%. Доля псевдотетрагональных кристаллов составляет 1,6% в Приленском, в Мало-Ботуобинском 8% и в Далдын-Алакитском до 18%.

Таким образом, становится возможным предположить существование стратифицированной алмазообразующей среды, вследствие чего диффузионное поле вокруг растущего кристалла в однородной среде приобретало симметрию цилиндра ∞/m или симметрию конуса ∞m в неоднородной среде, отражающие становление конечной формы ложной симметрии кристаллов, как в процессе роста, так и растворения индивидов природного алмаза. Статистическое распределение кристаллов алмаза по группам ложной симметрии отражает вероятность совпадения кристаллов с основными элементами симметрии однородной и неоднородной стратифицированной кристаллообразующей среды.

Литература:

1. Бартошинский З.В., Гневушев М.А. Внешняя симметрия якутских алмазов и условия их кристаллизации // ЗВМО. 1969. Ч. 98. В. 5. С. 560-567.
2. Зыков Л.В., Шафрановский И.И. Статистика искаженных форм алмазных октаэдров // ЗВМО. 1975. Ч. 104. В. 3. С. 354-356.
3. Мальков Б.А., Асхабов А.М. Внешняя (ложная) симметрия кристаллов алмаза – морфологическое следствие их мантийной перекристаллизации // ДАН СССР. 1979. №1. С. 179-181.
4. Орлов Ю.Л. К вопросу о генезисе округлых форм кристаллов алмаза // Труды минералогического музея. Изд. АН СССР, 1959. № 9. С. 86-98.
5. Павлушин А.Д. Особенности кристалломорфологии и онтогении граната из вилуйских проявлений метасоматитов / автореферат диссертации. СПбГУ. С.-Петербург, 2004. 20 с.
6. Титков С.В. Ростовые дефекты в природных кристаллах алмаза и их генетическое значение // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 386-410.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦАХ ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ АМУРО-ОХОТСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Парада С.Г.

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

Физико-химические модели гидротермального рудообразования обычно строятся на основе изучения газово-жидких включений (ГЖВ) в минералах руд [1, 4, 9 и др]. При этом, как правило, не учитывается возможное влияние вмещающих пород на компонентный состав этих включений. Вместе с тем, на многих месторождениях, локализованных в вулканогенно-осадочных толщах, однотипные рудные тела залегают в различных по вещественному составу породах [5] или в различных метаморфических зонах [4, 8]. Установлена также зависимость минерального состава руд от химического состава вмещающих пород [6]. Естественнo ожидать, что и состав вмещающих пород окажет влияние на состав продуктивных гидротермальных растворов.

Объектом исследования явились золотоносные кварцевые жилы Бурового и Жильного месторождений Софийского рудного поля Ниманского золотоносного района (Хабаровский край), Харгинского и Токурского рудных полей Селемджинского золотоносного района (Амурская область). Все они принадлежат к единой золотоносной провинции, приуроченной к черносланцевым толщам Амурo-Охотской складчатой области.

Все четыре рудных поля располагаются в пределах относительно монотонной песчано-алевритовой (черносланцевой) толщи, претерпевшей зональные преобразования в условиях катагенеза и метаморфизма зеленосланцевой фации [7]. В составе черносланцевой толщи отмечаются редкие прослои эффузивных пород основного – среднего состава и кремней, преобразованных в зеленые сланцы и кварциты, соответственно.

Характерной особенностью всей толщи в целом является повышенное содержание натрия во всех типах пород (кроме кварцитов) и наличие в отдельных участках разреза автометасоматических альбититов [2]. Рудоносные кварцевые жилы залегают в подавляющем большинстве в углеродисто-терригенных породах. Однако имеются случаи локализации продуктивных жил и в остальных перечисленных типах осадочных, вулканогенных и метасоматических пород.

Установлено, что литолого-геохимические особенности рудовмещающих черносланцевых толщ находят отражение в химическом составе ГЖВ продуктивных кварцев. Согласно данным [3] по Харгинскому и Токурскому рудным полям и нашим данным по Буровому и Жильному месторождениям [8] (табл. 1) гидротермальные растворы продуктивных стадий изучаемых кварцевых жил характеризуются высоким содержанием натрия (в среднем 62,46%), что согласуется с аномальной натриевой специализацией этих толщ [2]. Суммарное содержание натрия и калия составляет 83,8% от всей суммы катионов в растворе. Анионная группа отличается высоким содержанием гидрокарбонат-иона и хлора, и незначительной долей серы, которая часто вообще не обнаруживается в ГЖВ, так же как и во вмещающих породах. Зато всегда присутствуют соединения углерода, заимствованные, вероятно, из углеродистой толщи.

Состав вытяжек, кроме того, определяется и составом пород, непосредственно вмещающих жилы. Так, кварц из жил, залегающих в апосланцевых альбититах, содержит в катионной части ГЖВ практически только один натрий, в метавулканитах основного состава (зеленых сланцах) — повышенное количество магния. В составе ГЖВ из жильного кварца, локализованного в серицитовых кварцитах, так же как и в самих кварцитах, калий преобладает над натрием. Сера обнаруживается в вытяжках из кварца жил, залегающих в пиритизированных породах.

Таким образом, главные черты химизма продуктивных гидротермальных растворов обусловлены геохимическими особенностями рудовмещающей черносланцевой толщи в целом. Вариации в содержаниях отдельных компонентов (Na, K, Mg, S) определяются геохимическими особенностями пород, в которых непосредственно локализованы руды.

Таблица 1.

Состав ГЖВ (в моль/кг H₂O) в кварце рудоносных жил, развитых в различных по составу породах

Место-рождения	Буровое			Жильное		Харгинское			Токурское	
Вмещающие породы	Песчаники пиритизированные	Зеленые сланцы	Песчаники и филлиты	Альбититы	Черные сланцы	Альбититы	Зеленые сланцы	Черные сланцы	Кварциты пиритизированные	Песчаники и алевриты
Na	1,74	2,43	1,95	10,98	3,45	14,5	2,73	1,15	1,40	0,67
K	0,27	0,21	0,48	Не обн.	0,12	Не обн.	0,51	0,33	1,70	0,23
Ca	0,24	0,18	0,60	"-	0,30	"-	0,84	Не обн.	3,05	0,10
Mg	Не обн.	0,98	0,39	0,18	0,24	"-	0,75	"-	0,80	0,07
NH ₄	"-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"-	0,23	0,20	Не обн.	0,002
Σ _{кт}	2,25	3,80	3,42	11,16	4,11	14,5	5,06	1,69	6,95	1,07
HCO ₃	1,46	7,33	2,19	23,43	5,85	3,0	3,99	0,83	3,83	0,66
Cl	0,85	3,41	4,26	2,55	0,84	12,8	1,27	0,66	0,41	0,19
S _{общ.}	0,81	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,60	0,23
Σ _{ан}	3,12	10,74	6,45	25,98	6,69	15,8	5,26	1,48	5,96	1,09
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,30	2,12	1,31	6,82	1,25
CH ₄	"-	"-	"-	"-	"-	0,13	0,13	0,15	0,57	0,12
N ₂	"-	"-	"-	"-	"-	0,31	0,46	0,02	5,36	0,19
H ₂ O	"-	"-	"-	"-	"-	0,12	0,05	0,12	0,04	0,19

Литература:

1. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272 с.
2. Кулиш Е.А., Парада С.Г. Металлогенический аспект геохимии натрия в черносланцевых комплексах // Минералогический журнал. 2007. Т.29. № 4. С. 5-14
3. Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И. Геохимия золота // Междунар. геол. конгресс. 24 сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 10. Геохимия. М.: Наука, 1972. С.50–59.
4. Неменман И.С., Парада С.Г., Бердников Н.В. Термобарогеохимия зонального метаморфизма и жильного оруденения Правобуреинского сланцевого купола // Тихоокеанская геология, 1987, №5. С. 53-62.
5. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеанская геология, 1988, №4. С.77-81.
6. Парада С.Г. Зависимость минерально-морфологических типов золоторудных месторождений от химического состава вмещающих углеродисто-терригенных толщ // Доклады Нац. Академии Наук Украины. № 4, 2002. С. 137-140
7. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 3. С.275-288.
8. Парада С.Г., Рожков С.С. Метаморфогенная зональность золото-кварцевого оруденения малосульфидной формации // Минералогический журнал. 2003. Т. 25, № 4. С. 119-124.
9. Труфанов В.Н. Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. Ростов н/Д, 1979. 270 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД И РУД ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУМАННОГО (ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА)

Парфёнов М.И.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск

Золото-сурьмяное месторождение Туманное расположено в Приморской золото-редкометалльной металлогенической провинции Восточной Чукотки, в юго-восточной части Иультинского рудного района. Месторождение (площадь 16 км²) локализовано в области сочленения Паляваамской синклинальной зоны и Охотско-Чукотского вулканогенного

пояса, в полосе пересечения разноориентированных Куветского и Экугского глубинных разломов. Месторождение приурочено к сложно дислоцированным флишеидным отложениям раннего-среднего и позднего триаса, представленным переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Плутоногенные и субвулканические образования представлены раннемеловыми интрузивными комплексами аккреционного (орогенного) этапа развития Чаунской складчатой зоны и субвулканическими комплексами активизационного этапа развития мезозой, обусловившего формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В центральной части месторождения обнажается раннемеловой шток гранодиоритов Центральный, площадью 0,65 км², представляющий собой ядерную часть интрузивно-купольной структуры. Широкое распространение на Туманном имеют раннемеловые дайки гранит-порфиров, сгруппированные в пояс запад-северо-западного простирания шириной 2 км. Менее распространены раннемеловые дайки диорит-порфиров и лампрофиров. Через всю площадь месторождения в субмеридиональном направлении прослеживается зона сближенных разрывных нарушений. По характеру перемещений разрывные нарушения представляют собой сбросо-сдвиги с амплитудой вертикальных смещений до 150 м, горизонтальных – до 200 м. Разрывы представлены зонами брекчирования и трещиноватости с кварцевым прожилкованием. Геохимическая специализация месторождения: Au, As, Sb, W. Золоторудными телами являются субпослойные и кососекущие минерализованные зоны дробления, смятия, тектонических срывов и, в значительно меньшей степени, березитизированные дайки гранит-порфиров и их зальбанды. На Туманном неравномерно развита и более поздняя жильно-прожилковая кварц-антимонитовая минерализация. Линзовидные жилы и прожилки антимонит-кварцевого состава занимают согласное или кососекущее положение по отношению к ранним минерализованным зонам дробления, либо пространственно разобщены с ними.

Структура геохимического поля Туманного неоднородна и представляет собой пространственно обособленную ядерную часть и окружающую её зону, так называемого, "транзита". Ядро структуры

сформировано аномально высокими концентрациями центростремительных элементов (Au, As, Sb, W). В свою очередь ядро также неоднородно и имеет несколько локальных центров, представляющих собой пространственные аномальные участки определённых химических элементов и отвечающих, по-видимому, различным рудогенным этапам.

Проведя неиерархическую классификацию геохимических данных, нами выделено 9 геохимических типов (доменов), химический состав ядерных частей которых указывает на их геохимическую специализацию. Фактически здесь по аномальности содержаний тех или иных элементов можно судить о рудной или, наоборот, нерудной (породной) спецификации выделенных таксонов. Наличие четкого разделения геохимических данных на определённые типы свидетельствует о мозаичном характере геохимического поля Туманного, о его неоднородном строении. Помимо того, что хорошо выделяются петротипические домены (геохимические типы горных пород, охарактеризованные соответствующим химическим составом), здесь прослеживается и определённая специфичность рудных таксонов.

1. Так среди рудных выделен таксон (группа I) с высокими содержаниями Sb, As, Pb, Ag, Cu и при этом аномально низкими Ca, Ga, Mg, Li, Zn (Табл. 1). Как правило, это кварцевожильный материал с антимонитовой (ранней), арсенопиритовой и полиметаллической с золотом минерализацией (блеклые руды, халькопирит, галенит, самородное золото). Низкие содержания Ca, Mg и Ga указывают на обедненность кварцевых жил этого типа карбонатами (кальцитом и доломитом). Этот факт свидетельствует также о том, что описываемый геохимический домен характеризует не только ядерную часть в структуре аномального геохимического поля с набором центростремительных элементов, но и центральную часть в структуре гидротермально-метасоматической системы в целом. Карбонатизация присуща, как правило, периферийным участкам гидротермально-метасоматической структуры и характеризует собой заключительные стадии (этапы) рудного минералообразования. Обращает на себя внимание явный вынос цинка из ядерной части данного геохимического домена, характеризующего собой один из рудных этапов.

2. Несколько иным геохимическим спектром охарактеризован другой рудный домен (группа III), представленный в основном гранодиоритами штока Центрального в его экзоконтактных частях, пронизанных широкой сетью кварцевого прожилкования. Аномально высокими концентрациями обладают W, As, Mo, и Pb. Рудная минерализация представлена шеелитом, молибденитом, арсенопиритом. Достаточно высоки содержания висмута. В повышенных концентрациях находятся Cu, Ga, Sn и Ag. Все это указывает на редкометалльную специфику данного домена. При этом из ядерной части этого таксона выносятся Zn, Cr, Sb, Ti, Fe, Ba, Mn. Наличие этого геохимического домена в общем мозаичном рисунке характеризует определенный этап в эволюционном процессе развития рудогенной системы Туманного. Причем, поведение сурьмы в данном случае свидетельствует о том, что редкометалльный этап предшествовал другим рудным этапам, в течение которых сформировались кварцевожильные тела с сурьмяно-полиметаллической и антимонитовой минерализацией. В противном случае мы, вероятно, наблюдали бы наложение редкометалльной минерализации на антимонитовую, и сурьма не выносилась бы из ядерной части описываемого таксона.

3. Следующий рудный домен (группа IV) представлен алевролитами, импрегнированными тонкоигольчатым арсенопиритом и пиритом. В ядерной части этого таксона наблюдаются аномальные концентрации мышьяка. Это, так называемые, минерализованные зоны дробления и смятия, являющиеся основными рудными телами, несущими промышленные запасы золота. Золото тонкодисперсное, локализовано в арсенопирите и определяется только химическим анализом. Содержание благородного металла в монофракции арсенопирита достигают 500 г/т. Несколько повышены здесь и концентрации сурьмы. В нашем понимании, это результат влияния на ранний арсенопиритовый этап более позднего этапа минералообразования - этапа формирования кварц-антимонитовых жил.

4. Геохимический домен (группа IX) соответствует этапу формирования поздней жильно-прожилковой кварц-антимонитовой минерализации. Содержания сурьмы в этих жилах варьируют от 0,01 до 27%. Характерны здесь и повышенные концентрации золота и мышьяка. В

антимоните часто обнаруживаются мелкие кристаллы арсенопирита и изометричные каплевидные включения золота.

5. Геохимически выделяется ещё один рудный домен (группа VI)., Литологически он охарактеризован переслаиванием алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Породы отмечены существенным окварцеванием. Здесь наиболее ярко выделяется серебро, достигающее уровня концентрации в ядерной части 16 геофонов. Мышьяк также имеет аномально высокие содержания. При этом из ядерной части домена выносятся сурьма.

6. К таксонам нерудной (породной) спецификации относятся группы II, V, VII и VIII, характеризующие собой зону "транзита" структурированного геохимического поля Туманного.

Таблица

Оценки элементов в геохимических типах (группах) пород и руд

Группы (типы)	Кол-во проб	Sb	Mg	Pb	As	Ga	W	Bi	Mo	Sn	Li	Cu	Ag	Zn	Ti	Ca
I	30	1234	0,4	22,9	69,7	0,3	0,7	2,0	1,5	1,1	0,4	3,7	15,0	0,5	0,9	0,2
II	255	0,4	1,2	0,9	0,6	0,9	0,7	1,5	0,9	0,7	1,3	1,3	0,8	1,0	2,9	0,6
III	58	0,4	0,9	4,0	5,5	1,6	9,6	2,1	4,6	1,4	1,2	1,6	1,4	0,3	0,5	1,1
IV	183	3,0	1,0	2,2	87,0	1,0	0,7	1,5	1,8	0,8		1,5	1,6	1,2	3,2	1,2
V	60	0,4	0,7	3,2	0,6	1,6	0,7	0,4	1,3	1,5	1,8	0,4	1,0	0,7	0,6	1,9
VI	24	0,4	1,9	1,6	4,6	1,3	0,7	1,3	0,9	0,7	1,7	2,0	16,2	1,1	4,2	0,9
VII	271	3,0	1,1	0,8	0,6	1,0	0,7	1,3	0,7	0,9	1,1	1,6	0,6	1,1	2,4	0,8
VIII	141	0,4	1,4	1,1	0,6	1,2	0,7	1,5	0,8	0,7	1,6	1,1	0,9	1,0	1,5	2,4
IX	71	26,1	0,9	0,8	3,1	1,5	0,7	0,4	1,6	1,1		1,8	1,2	0,8	1,5	0,3

Примечание: содержания элементов даны в геофонах, $C_i/C_{фон}$

Во II и VIII группы вошли пробы, отобранные из горизонтов переслаивания алевролитов, глинистых сланцев, песчаников. Здесь все проанализированные химические элементы имеют близфонные концентрации. Во II группе выносом отмечены сурьма, кальций, мышьяк и олово. Несколько повышенные концентрации наблюдаются у титана. В VIII группе, помимо отмеченных тенденций и в противовес группе II, обнаруживается повышение кальция до 2,4 геофонов. Это повышение обусловлено наличием тонких, до волосовидных, карбонатных прожилков.

Группа V характеризуется повышенными концентрациями свинца (до уровня 3,2 геофонов), кальция (до 1,9 геофонов) и лития (до 1,8 геофонов). Фоновыми и близфовыми уровнями концентраций обладают Ga, Sn, Mo, Ag, Zn, W, Mg. Породы этой группы (переслаивающиеся алевролиты, глинистые сланцы и песчаники) обеднены Sb, Bi, Cu, Ti, As. Отмечен вынос данных элементов.

Породы, вошедшие в группу VII (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники) отличаются повышенными концентрациями сурьмы (до 3 геофонов) и кальция (до 2,4 геофонов) и фоновыми концентрациями остальных элементов, за исключением мышьяка и серебра, которые здесь подвержены выносу.

На основе выявленных геохимических типов (таксонов), соответствующих определённой специфике руд и пород, возможны оценка и прогнозирование перспективных площадей по результатам геохимических исследований.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ ВДОЛЬ ПРОЕКТИРУЕМОЙ МАГИСТРАЛИ «ЕВРАЗИЯ-АЛЯСКА»

Петров А.Ф.¹, Шибаетов С.В.¹, Козьмин Б.М.², Тимиршин К.В.¹

¹*Якутский Филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск,
(shibaev@omsd.ysn.ru)*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
(b.m.kozmin@diamond.ysn.ru)*

Вопросы стратегии развития железнодорожного транспорта в Якутии до 2030 г. и Программа «Экономического и социального развития Арктической зоны РФ на 2012-2020 годы» обсуждались на международной конференции «Комплексное развитие инфраструктуры на Северо-Востоке России» (Якутск, август 2011г.), где ключевым мероприятием было

реализация проекта «Трансконтинентальная магистраль «Евразия-Америка». Предполагаемая железнодорожная трасса Якутск-Магадан, как часть указанной магистрали, будет пересекать крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс, маркирующий границу Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Наиболее активной частью названного пояса на континенте является сеймотектоническая зона хр. Черского (свыше 40 тыс. землетрясений), которая растянулась от шельфа моря Лаптевых до Охотского моря на 2 тыс. км в виде широкой (до 400 км) полосы эпицентров землетрясений. Она территориально располагается в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. Современный морфоструктурный облик зоны хр. Черского сформировался под влиянием господствующей здесь Индигиро-Колымской системы активных разломов (Улахан, Дарпир, Чай-Юреинский, Иньяли-Дебинский и др.) [1–3]. Именно к ним тяготеют основные эпицентральные поля землетрясений. Самым крупным разрывным нарушением в Северо-Восточной Азии является разлом Улахан северо-западного простирания. Он трассируется более чем на 1500 км от р. Индигирки до р. Колымы и до побережья Охотского моря. По длине данный дизъюнктив сопоставим с известным разломом Сан-Андреас в Калифорнии. Улахан является главной краевой сейсмогенерирующей структурой, разделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит.

По сеймотектоническим данным наибольшая подвижность разлома устанавливается на участке от среднего течения р. Индигирки до юго-восточного обрамления Сеймчано-Буюндинской впадины, где трасса разлома сопровождается эпицентрами местных землетрясений. Разлом Улахан контрастно выражен на космических снимках в виде линии левых кулис, на краях которых возникла цепочка молодых мини-впадин «pull-apart» (Верхнелыглыхтатская, Верхнесударская, Переправа, Бугчанская и др.), возникших в условиях северо-восточного сжатия. В зоне его влияния обнаружены следы древних и современных проявлений землетрясений, в их числе несколько крупных сейсмодислокаций (Урультун, Тирехтях, Чибагалах и др.). Наиболее ярко из них проявилась сейсмодислокация «Тирехтях», возникшая около 1 тыс. лет назад. Она представляет собой

обвальную плотину высотой до 50 м., которая перекрыла один из водотоков р. Тирехтях (приток р. Момы) [1]. Горизонтальные смещения по разлому Улахан лучше всего устанавливается на его участке, ограничивающим с северо-востока Омулевское поднятие. Здесь разлом пересекает притоки рек Рассоха и Омулевка (бассейн р. Ясачной, притока Колымы), где отмечен сдвиг их русел влево на 24 км [5]. Произошло это в среднем плейстоцене-голоцене, что позволило оценить среднюю скорость движений по разлому Улахан в 5-7 мм/год. Указанные левосторонние смещения гидросети отчетливо видны как на крупномасштабных топографических картах, так и космоснимках. Улахан также уверенно отражается в магнитном и гравитационном полях. За последние 50 лет в зоне влияния разлома Улахан зарегистрировано более 10 землетрясений с магнитудой $M=3.5-5.2$ (от 4 до 7 баллов в эпицентре) и свыше двух тысяч слабых землетрясений ($M<3$), которые отмечены вдоль всей его трассы.

Одним из ощутимых сейсмических событий в зоне влияния «Улахана» было землетрясение 19 октября 2006 г. с $M=4,7$, произошедшее недалеко от впадины Переправа в верховьях р. Омулевка (бассейн р. Ясачной, правый приток р. Колымы). Макроэффекты в его эпицентре могли достигать 7 баллов (шкала MSK-64). Толчок ощущался жителями ряда поселков в Республике Саха (Якутия) и Магаданской области на площади около 220 тыс. кв. км.

Не менее сейсмогенны другие тектонические структуры, представляющие Индигиро - Колымскую систему разломов. Одним из таких нарушений является Чай-Юреинский разлом, параллельный Улахану, но отстоящий от него на 160–180 км к юго-западу. Упомянутый разлом отдельными кулисами трассируется в юго-восточном направлении от р. Индигирки в пределы Колымского нагорья. В его центральной части имеют место две крупные левые кулисы, между которыми сформировалась Верхненерская кайнозойская впадина. Именно здесь отмечено 9-балльное Артыкское землетрясение 18 мая 1971 г. с $M=6.8-7.1$. В его плейстосейстовой зоне на площади 18 кв. км возникли многочисленные срывы и оползни растительного покрова с горных склонов. Массы сорвавшегося материала, перемешиваясь с водой и снегом, образовали селевые потоки глубиной до 5–6 м. Суммарная площадь оползней-срывов

составила почти четверть миллиона кв. м., а объём перемещённого грунта достигал примерно 100 тыс. куб. м. Землетрясение ощущалось в Республике Саха (Якутия), Магаданской области и Хабаровском крае на территории в 900 тыс. кв. км [3].

Представленные сейсмологические, тектонические, геологические и другие сведения свидетельствуют о высоком сейсмическом потенциале, которым обладает Верхояно - Колымская складчатая область и сеймотектоническая зона хр. Черского, где будет прокладываться трасса железной дороги. Условия формирования неотектонических структур и активных разрывных нарушений, как и современная природа сейсмичности обусловлены здесь обстановкой сжатия. Это подтверждается широким развитием в данном регионе сдвигов, взбросо-сдвигов и надвигов, а также параметрами фокальных механизмов землетрясений со сдвиговыми и взбросовыми подвижками в их очагах. Мобильность данной зоны существенно зависит от скорости коллизии Евразийской и Североамериканской литосферных плит, сталкивающихся в субширотном направлении, где на их границе фиксируется наибольший уровень сейсмической и тектонической активности [3, 4].

Анализ поведения сеймотектонических и геодинамических процессов на территории Верхояно-Колымской складчатой зоны показал, что по данным инструментальных наблюдений с начала XXI наметилась тенденция усиления сейсмической активности пределах главных сейсмоконтролирующих разломов. Их высокий сейсмический потенциал согласуется также с наличием здесь крупной гравитационной ступени в поле силы тяжести. Названное подтверждают последние сейсмические события 2013 г., когда на северо-востоке РС(Я) произошло два сильных подземных толчка 20 января с $M=5,7$ (7-8 баллов в эпицентре) в зоне разлома Улахан и 14 февраля с $M=6,6 - 6,9$ (8-9 баллов в эпицентре) в на границе Момского хребта и Момо-Зырянского прогиба и десяток афтершоков, силой до 5-6 баллов. Это позволяет уже на данном этапе выявить наиболее сейсмоопасные участки проектируемой трассы железной дороги, учесть их при проектировании и уточнить карту общего сейсмического районирования территории северо-востока Республики Саха (Якутия).

Литература:

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. - М.: Наука, 1979, 207 с.
2. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. - М. : Наука, 1985, 248 с.
3. Имаев В. С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: «ГЕОС». 2000. 226 с.
4. Тимофеев В. Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В. М., Шибаетов 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, № 4, т.53, С.489-507.
5. Шибаетов С.В., Петров А. Ф., Козьмин Б.М., Тимиршин К. В. Сейсмоструктурные исследования в зоне влияния разлома Улахан (хр. Черского, Якутия). //Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы седьмой Международной школы.– Обнинск: 2012, С. 354-357.

СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ (ТАРЫНСКИЙ РУДНО- РОССЫПНОЙ УЗЕЛ, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Полуфунтикова Л.И.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

pli07@list.ru

Территория Тарынского рудно-россыпного узла сложена неоднократно дислоцированными турбидитами триаса и нижней юры, представленными разнотекстурными песчаниками и алевролитами. Постседиментационные преобразования пород достигли уровня глубокого катагенеза – начала метакатагенеза. Повсеместно в песчаных разностях наблюдаются конформные, сутурные и инкорпорационные микроструктуры. Процессы аутигенного минералообразования проявлены в формировании регенерационных каемок по периферии обломочных зерен, шиповидных и бородатых структур. Более глубокие

постседиментационные преобразования связаны с процессами кристаллобластеза и грануляции. Динамометаморфические преобразования наблюдаются в дефектах обломочных зерен, в изменении структуры породы и фиксируются вблизи разрывных нарушений. Повышенная общая щелочность, контрастные значения щелочного модуля и пониженная титанистость пород свидетельствуют о присутствии в них вулканогенного материала, а повышенная железистость связана с региональной пиритизацией осадочных толщ [1].

На территории развито разновозрастное золото-кварцевое и золото-сурьмяное оруденения. Золоторудная минерализация локализуется в межпластовых жилах и секущих прожилках в крыльях минерализованных северо-западных и широтных разломов. Золото-сурьмяное оруденение развивается в жильно-прожилковых зонах разломов как северо-западного, так и близширотного простирания, формируя линзовидные кварц-антимонитовые тела, сопровождающиеся кварц-анкерит-пиритовым прожилкованием.

Для околорудных изменений характерны процессы карбонатизации, окварцевания, серицитизации и сульфидизации, нередко пространственно совмещенные в различных количественных соотношениях. Зональность распределения околорудных метасоматитов проявляется в окварцевании породы в призальбандовой части, далее, на расстоянии первых десятков сантиметров по увеличению содержания Al_2O_3 и K_2O фиксируется зона серицитизации, а привнос CaO и MgO отражает процессы карбонатизации с постепенным переходом к изменениям, характерным для регионального метаморфизма.

Для золото-кварцевого малосульфидного оруденения типичны маломощные (0,5-1,0 м) зоны метасоматитов, макроскопически фиксируемые по осветлению пород и развитию в алевролитовых разностях тонкоплитчатого приразломного кливажа и тектонической глинки трения. На микроуровне, в призальбандовых частях фиксируются хрупкопластичные деформации начальной стадии: кливаж агрегатного типа и развитие по кливажным зонам сдвигово-катакластических структур течения. Для околорудной зоны характерно повышенное содержание

вкрапленности метакристаллов пирита и арсенопирита с явным преобладанием первого. Пирит наблюдается в виде кубических кристаллов, сростков и стяжений, для арсенопирита характерны ромбовидные кристаллы. Срастания и взаимные включения этих минералов свидетельствуют об их совместной кристаллизации. Для пирита характерна примесь As в количестве до 0,7 % и повышенные концентрации золота, серебра и меди [2].

Для золото-сурьмяного оруденения характерно развитие более мощных зон окolorудного метасоматоза, с развитием в алевролитовых разностях пластичных зон скалывания, сопровождающихся тектоническим течением пород. В зависимости от степени тектонической проработки пород ширина зон метасоматического преобразования может достигать 2-3 м. На микроуровне наблюдается межзерновой кливаж и деформационные тени давления, фиксируются процессы ротации отдельных зерен и порфирокластических систем. Сульфидизация представлена пиритом и арсенопиритом двух генераций: наряду с ромбовидно-изометричными зернами, достаточно широко распространены призматические (игольчатые) зерна и их сростки, которые тяготеют к призальбандовой части рудных тел. В составе арсенопирита постоянно наблюдается примесь сурьмы, при чем на золото-сурьмяных проявлениях для нее характерны повышенные концентрации (Sb 1,6–2,3%) [2].

Изотопные исследования сульфидов из окolorудных метасоматитов показали, что изотопный состав серы в пирите и арсенопирите близкий в различных изученных типах оруденения. На начальных этапах образования сульфидов значительное количество серы было заимствовано из вмещающих пород, что отразилось на изотопном составе минералов, в частности, метаморфогенный пирит характеризуется утяжеленной серой [2]. В целом, $\delta^{34}\text{S}$ пирита изменяется в довольно широких пределах от 3,1 до -2,1 ‰, при этом арсенопирит имеет в своем составе серу, утяжеленную на 0,5–0,8 ‰, что отражает эффекты равновесного изотопного фракционирования.

Таким образом, для золото-кварцевого и золото-сурьмяного оруденения типичны метасоматические преобразования вмещающих

пород, образующие зональные окolorудные ореолы. Их минералогическо-геохимические и структурно-текстурные особенности определяются составом вмещающих пород и степенью постседиментационных преобразований, а так же отражают многоэтапность деформационных процессов, эволюцию составов рудообразующих растворов и их источников.

Литература:

1. Полуфунтикова Л.И., Самсонова Л.Б. Литохимия норийских песчаников юго-восточной части Кулар-Нерского сланцевого пояса // Материалы ВНИИ «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». Якутск: Издательский дом СВФУ, 2012, Т.2, с. 75-80.
2. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы, № 5, 2012. С.5-21.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПЛАСТОВ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН НА УСТАНОВИВШИХСЯ РЕЖИМАХ

Попов В.В.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Основными параметрами, характеризующими процесс фильтрации в трещиноватой среде, являются следующие: 1) гидропроводность пласта $\frac{Qk^2h}{\mu}$ (если параметры пласта и жидкости значительно зависят от давления, то необходимо определять два параметра – гидропроводность при каком-то определенном значении давления $\frac{Qk^2h}{\mu}$ и коэффициент изменения подвижности α_1 ; 2) коэффициент пьезопроводности α ; 3) время запаздывания τ ; 4) параметр, характеризующий инерционное сопротивление b ; 5) коэффициент анизотропии. Все указанные параметры можно определить по данным

расшифровки результатов исследования скважин на установившихся режимах работы. По данным расшифровки результатов исследования скважины на стационарных режимах (по индикаторным линиям) можно определить коэффициент гидропроводности, коэффициент изменения подвижности и параметр, характеризующий инерционные сопротивления. Если индикаторная линия эксплуатационной скважины представляет собой прямую, то расшифровка ее ведется по обычной формуле Дюпюи, применяемой для пористых пластов:

$$q = \frac{2\pi k_1 h}{\mu} \frac{\Delta p}{\ln \frac{R_2}{R_1}}, \quad \Delta p = p_k - p_c. \quad (1)$$

Здесь k_1 – проницаемость системы трещин. Гидропроводность определяется по наклону индикаторной кривой.

Расшифровку искривленной индикаторной линии производить по формуле (1) невозможно. Причины искривления могут быть различные, но основными считаются значительная зависимость параметров пласта и жидкости от давления и наличие существенных инерционных сопротивлений, связанных с сужением, расширением и поворотом струек жидкости в системе трещин.

Если принять зависимости параметров от давления экспоненциальными

$$k_i = k_{i0} \exp[a_{ki}(p_0 - p_i)], \quad \rho_i = \rho_0 \exp[\beta_{\rho i}(p_0 - p_i)], \\ \mu_i = \mu_0 \exp[a_{\mu i}(p_0 - p_i)], \quad i = 1, 2 \quad (2)$$

то формула притока к скважине, вскрывающей трещиновато-пористый пласт, будет иметь вид [1]

$$q = q_1 + q_2 = \frac{2\pi k_{10} h \rho_0}{\mu_0} \frac{1 - \exp[-\alpha_1(p_k - p_c)]}{\alpha_1 \ln \frac{R_2}{R_1}} + \frac{2\pi k_{20} h \rho_0}{\mu_0} \frac{1 - \exp[-\alpha_2(p_k - p_c)]}{\alpha_2 \ln \frac{R_2}{R_1}}. \quad (3)$$

Здесь $k_{10}, k_{20}, \rho_0, \mu_0$ – значения параметров при давлении, равном давлению p_0 ; $\alpha_1 = a_{k1} + \beta_{\rho k} - a_{\mu}$; $\alpha_2 = a_{k2} + \beta_{\rho k} - a_{\mu}$. Определение всех параметров по индикаторной кривой затруднительно, но если сочетать данные промысловых испытаний с лабораторными данными, то это возможно. Однако иногда необходимости в этом нет, так как в трещиновато-пористых средах обычно проницаемость системы пористых блоков намного меньше проницаемости системы трещин, поэтому формулу (3) можно упростить:

$$q = K \Delta u, \quad K = \frac{2\pi k_{10} h \rho_0}{\mu_0 \ln \frac{R_2}{R_1}}, \quad \Delta u = [1 - \exp(-\alpha \Delta p)] \alpha^{-1}, \quad \Delta p = p_k - p_c. \quad (4)$$

Согласно этой формуле индикаторная линия должна быть загнута к оси перепадов давления при отборе и к оси дебитов при нагнетании.

Коэффициенты гидропроводности и изменения подвижности можно определить графоаналитическим методом, описанном в работе [2]. Для каждой произвольно выбранной на индикаторной кривой пары точек (q_1 , Δp_1) и (q_2 , Δp_2) коэффициент α_1 можно вычислить следующим способом.

Индикаторная кривая описывается формулой (4).

Проинтегрируем равенство (4) от 0 до Δp_1 и от 0 до Δp_2 (1 и 2 – две произвольные точки на индикаторной кривой):

$$\int_0^{\Delta p_1} q d\Delta p = K \left(\frac{\Delta p_1}{\alpha_1} - \frac{\exp[-\alpha_1 \Delta p_1]}{\alpha_1^2} - \frac{1}{\alpha_1^2} \right) = K \frac{\Delta p_1}{\alpha_1} - \frac{q_1}{\alpha_1},$$

$$\int_0^{\Delta p_2} q d\Delta p = K \left(\frac{\Delta p_2}{\alpha_1} - \frac{\exp[-\alpha_1 \Delta p_2]}{\alpha_1^2} - \frac{1}{\alpha_1^2} \right) = K \frac{\Delta p_2}{\alpha_1} - \frac{q_2}{\alpha_1}.$$

Исключив K из этих двух уравнений, получим

$$\alpha_1 = \frac{q_2 \Delta p_1 - q_1 \Delta p_2}{\Delta p_2 \int_0^{\Delta p_1} q d\Delta p - \Delta p_1 \int_0^{\Delta p_2} q d\Delta p}. \quad (5)$$

Расчеты производятся для нескольких пар точек, а затем вычисляется среднее арифметическое значение α_1 .

Зная коэффициент α_1 , можно вычислить коэффициент гидропроводности

$$\frac{k_0 \rho_0 h}{\mu_0} = \frac{q \alpha_1 \ln \frac{R_k}{R_c}}{2\pi [1 - \exp(-\alpha_1 \Delta p)]}. \quad (6)$$

Для лучшей аппроксимации этот коэффициент полезно также вычислить в нескольких точках, а затем взять среднее арифметическое.

Зависимость параметра пласта и жидкости от давления незначительна, но закон фильтрации нелинейный. Чтобы учесть нарушение закона Дарси, обычно принимают двухчленный квадратичный закон фильтрации. Формула для определения притока жидкости при этом имеет вид:

$$\Delta p = Aq + Bq|q|, \quad (7)$$

где

$$A = \frac{\mu}{2\pi k\rho h} \ln \frac{R_k}{R_c}, B = \frac{b}{4\pi^2 \rho^2 h R_c},$$

Из формулы (7) видно, что индикаторная кривая должна быть загнута к оси перепадов давления как на отборе, так и при нагнетании. Гидропроводность и коэффициент b можно определить способом

Е.М.Минского [7]. Для этого индикаторную кривую надо перестроить в координатах $\Delta p/q - q$. Эта зависимость должна быть прямолинейной:

$$\frac{\Delta p}{q} = A + B|q|. \quad (8)$$

По наклону определяется величина B , а затем и коэффициент b , а по отсекаемому на оси ординат отрезку – величина A , а затем гидропроводность.

На практике трудно выделить какой-либо один из этих двух факторов, влияющих на индикаторную линию, особенно если она получена лишь на режиме отбора. В этом случае как нелинейность закона сопротивления, так и значительные деформации трещин приводят к тому, что индикаторная кривая загибается к оси перепадов давления. При нагнетании оба фактора, как было уже отмечено, действуют в противоположных направлениях, поэтому если при исследовании на режиме нагнетания индикаторная кривая загнута к оси перепадов давления, как и на режиме отбора, то можно предположить, что преобладает влияние инерционных сопротивлений. Если знаки кривизны различны при отборе и нагнетании, то возможно преимущественное влияние деформаций среды. Приведем вывод формулы, которая учитывает влияние обоих этих факторов.

Двучленный закон фильтрации в дифференциальной форме имеет вид [8]

$$\frac{-dp}{dr} = \frac{\mu(p)}{k(p)\rho(p)f(F)} \frac{q}{r} + \frac{b}{\rho(p)f^2(F)} \frac{q^2}{r^2}. \quad (9)$$

Здесь $f(F)$ – функция площади; b -коэффициент, учитывающий инерционное сопротивление, который в данном случае принимается постоянным.

Зависимость параметров пласта и жидкости от давления выражается формулой

$$\frac{k(p)}{\mu(p)} = \frac{k_0}{\mu_0} \exp[-\alpha(p_0 - p)], \quad \rho(p) = \rho_0, \quad \alpha = \alpha_k - \alpha_\mu. \quad (10)$$

Кроме того, для радиального притока функция площади

$$f(F) = 2\pi r h. \quad (11)$$

Подставив соотношения (10) и (11) в выражение (9) получим обыкновенное дифференциальное уравнение

$$U' + \frac{B}{r^2} U + \frac{A}{r} = 0, \quad u = \exp[-\alpha(p_0 - p)],$$

$$A = \frac{\alpha \mu_0 q}{2\pi k_0 \rho_0 h}, \quad B = \frac{\alpha b q^2}{\rho_0 (2\pi h)^2},$$

решение которого при $p = p_c, R = R_c, p = p_k, R = R_k$ (12)

имеет вид
$$u_k \exp\left(-\frac{B}{R_k}\right) - u_c \exp\left(-\frac{B}{R_c}\right) = A \left[Ei\left(-\frac{B}{R_k}\right) - Ei\left(-\frac{B}{R_c}\right) \right]. \quad (13)$$

Перепишем формулу (13) в следующем виде:

$$q = \frac{2\pi k_0 \rho_0 h}{\alpha \mu_0} \frac{u_k \exp\left(-\frac{B}{R_k}\right) - u_c \exp\left(-\frac{B}{R_c}\right)}{Ei\left(-\frac{B}{R_k}\right) - Ei\left(-\frac{B}{R_c}\right)}, \quad (14)$$

$$u_k = \exp[-\alpha(p_0 - p_k)], u_c = \exp[-\alpha(p_0 - p_k)].$$

Формула (14) описывает приток жидкости к скважине с учетом изменения проницаемости и вязкости жидкости в зависимости от пластового давления в двухчленном законе фильтрации.

При $B \rightarrow 0$ (т.е. при $b \rightarrow 0$)

$Ei\left(-\frac{B}{R_k}\right) - Ei\left(-\frac{B}{R_c}\right) \rightarrow \ln \frac{R_k}{R_c}$, $\exp(-B/R_k) \rightarrow 1$ и $\exp(-B/R_c) \rightarrow 1$, тогда формула притока жидкости с учетом только изменения параметров пласта и жидкости от давления будем иметь вид

$$q = \frac{2\pi k_0 \rho_0 h}{\mu_0} \frac{u_k - u_c}{\ln \frac{R_k}{R_c}}. \quad (15)$$

В случае, когда проницаемость пласта и параметры жидкости являются постоянными, коэффициент $\alpha = 0$. Из (15), раскрыв неопределенность типа (0/0), получим формулу Дюпюи:

$$q = \frac{2\pi k_0 h}{\mu} \frac{p_k - p_c}{\ln \frac{R_k}{R_c}}. \quad (16)$$

В формуле (14) три неизвестных: $\frac{k_0 \rho_0}{\mu_0}$, α и b . Укажем способ определения этих параметров по индикаторным линиям. Предварительно вспомним следующее. При отборе жидкости пластовое давление вокруг скважины понижается, становясь ниже начального. При этом происходит уменьшение проницаемости за счет сужения поровых каналов и смыкания трещин, и индикаторная линия искривляется к оси перепадов (рис.1, линия 1).

При закачке происходит обратный процесс, вследствие чего индикаторные линии искривляются в сторону оси дебитов (рис.1, линия 2).

Таким образом, при отборе и закачке жидкости индикаторные линии будут разными. Вместе с тем влияние инерционных сопротивлений в двухчленном законе фильтрации всегда (и при закачке, и при отборе) приводит к искривлению индикаторных линий только к оси перепадов, так как на преодоление инерционных сопротивлений необходимо создание

дополнительного перепада давления. В связи с этим при эксплуатации инерционные сопротивления и уменьшения проницаемости от давления приводят к значительному искривлению индикаторной линии к оси перепадов давления. При нагнетании жидкости влияние этих факторов противоположное, поэтому при нагнетании индикаторные линии имеют самую разнообразную форму: прямую, выпуклую и вогнутую к оси дебитов (рис.2). Индикаторными линиями при закачке и отборе воспользуемся для определения всех трех неизвестных параметров ($k_0\rho_0/\mu_0, \alpha, b$).

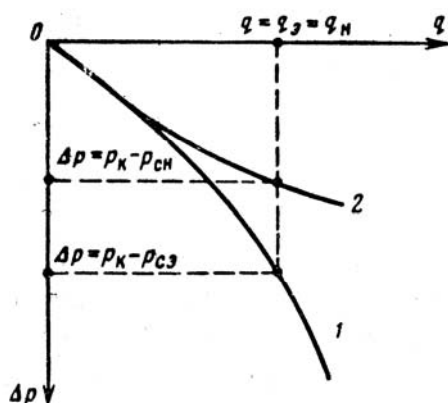


Рис.1. Формы индикаторных линий. 1- при отборе жидкости; 2 – при закачке жидкости; p_k , $p_{сз}$, $p_{сн}$ – давление контурное, забойное при отборе и забойное при закачке жидкости.

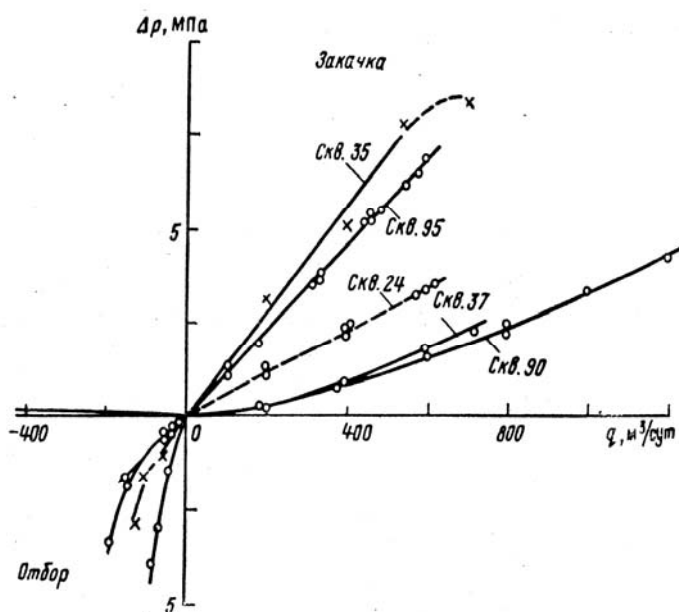


Рис.2. Индикаторные линии, полученные при закачке и отборе жидкости из скважин месторождения Карабулак-Ачалуки.

Пусть по одной и той же скважине имеются две индикаторные линии, снятые при отборе и закачке жидкости (см. рис.1, соответственно линии 1 и 2). Для одного и того же значения дебита (расхода), т.е. для равных значений дебита при отборе $q_о$ и расходе при закачке $q_н$ ($q_о = q_н$) получаются разные перепады давления ($\Delta p_н = p_k - p_{сн}$, $\Delta p_о = p_k - p_{сз}$). Для отбора и закачки при равных значениях ($q_о = q_н$) согласно (14)

$$\begin{aligned} q_о &= K \left\{ 1 - u_{сз} \exp \left[B \left(\frac{1}{R_k} - \frac{1}{R_c} \right) \right] \right\}, \\ q_н &= K \left\{ 1 - u_{сн} \exp \left[B \left(\frac{1}{R_k} - \frac{1}{R_c} \right) \right] \right\}; \end{aligned} \quad (17)$$

$$K = \frac{2\pi k_0 \rho_0 h u_k \exp\left[-\frac{B}{R_k}\right]}{\alpha \mu_0 \left[Ei\left(-\frac{B}{R_k}\right) - Ei\left(-\frac{B}{R_c}\right) \right]}.$$

Здесь

$$u_k = \exp[-\alpha(p_0 - p_k)], u_{c2} = \exp[-\alpha(p_k - p_{c2})],$$

$$u_{cH} = \exp[-\alpha(p_k - p_{cH})] \quad (18)$$

Из (17) и (18) получается формула для определения параметра В. Зная параметры α и В, по формуле (14) можно определить величину kh/μ .

Для установления влияния обоих рассмотренных выше факторов на форму индикаторных линий были проведены [6] специальные исследования нагнетательных скважин на месторождении Карабулак-Ачалуки (см.рис.2). Ряд скважин сначала работали на приток, а затем под закачку. Полученные результаты указывают на влияние обоих факторов: все индикаторные линии при отборе получились сильно искривленными к оси перепадов (что свидетельствует о наложении этих факторов), а все линии при нагнетании получились прямыми, выпуклыми и вогнутыми к оси расходов (значит, оба эти фактора действуют в противоположных направлениях).

При выводе формулы (14) считалось, что коэффициент b - величина постоянная. Если принять, что он изменяется по экспоненциальному

$$\frac{\rho}{b} = \frac{\rho_0}{b_0} \exp[-\alpha(p_0 - p)],$$

закону

$$(19)$$

то формула притока (14) имеет вид

$$\Delta u = \frac{\exp[-\alpha(p_0 - p_k)] - \exp[-\alpha(p_0 - p_c)]}{\alpha} = Aq + Bq^2,$$

$$A = \frac{1}{K} = \frac{\mu \ln(R_k/R_c)}{2\pi k_0 \rho_0 h}.$$

$$(20)$$

В формуле (20) три неизвестных параметра - α , К и В, которые определяются по данным расшифровки индикаторных линий. Для этого предлагается следующий способ. Процесс отбора или закачки на трех режимах на основании (20) описывается следующими формулами:

$$\frac{\{1 - \exp[-\alpha(p_0 - p_{c1})]\}}{\alpha} = Aq_1 + Bq_1^2,$$

$$\frac{\{1 - \exp[-\alpha(p_0 - p_{c2})]\}}{\alpha} = Aq_2 + Bq_2^2,$$

$$(21)$$

$$\frac{\{1 - \exp[-\alpha(p_0 - p_{c3})]\}}{\alpha} = Aq_3 + Bq_3^2.$$

Из системы получим уравнение, в котором неизвестным является только параметр α :

$$\exp[-\alpha(p_0 - p_{c3})] - C\exp[-\alpha(p_0 - p_{c2})] - D\exp[-\alpha(p_0 - p_{c1})] = 1 - C - D,$$

$$C = \frac{q_3(q_1q_3 - 1)}{q_2q_1(q_2 - q_1)}, D = \frac{q_3(q_2^2q_1 - q_2q_1^2 - q_3q_1 + 1)}{q_1^2q_2(q_2 - q_1)}. \quad (22)$$

Из уравнения (22) путем подбора определяется значение искомого параметра α . Забойные давления p_{c1}, p_{c2}, p_{c3} и соответствующие им дебиты q_1, q_2, q_3 непосредственно измеряются. Для оценки параметров K и B индикаторная линия строится в координатах $\Delta u/q_1 - q$. По отрезку, отсекаемому на оси Δu , определяется параметр A (а следовательно, и коэффициенты K и kh/μ), а по тангенсу угла - параметр B .

Литература:

1. Авакян Э.А., Горбунов А.Т. Определение параметров трещиноватых пластов. – В кн.: Теория и практика добычи нефти. Ежегодник ВНИИ.М., Недра, 1971 с.223-235.
2. Горбунов А.Т., Николаевский В.Н. О нелинейной теории упругого режима фильтрации. - В кн.: Добыча нефти. Ежегодник ВНИИ, 1964, с.73-95.
3. Горбунов А.Т. Разработка аномальных нефтяных месторождений. Москва "Недра", 1981.
4. Горбунов А.Т. Установившийся приток жидкости к скважине с учетом изменения проницаемости в двучленном законе фильтрации.- Труды ВНИИ, вып.50. 1967, с.23-26.
5. Горбунов А.Т., Николаевский В.Н. Установившийся приток жидкости к скважинам при упругом режиме фильтрации. - Изв. АН СССР, ОТН.Мер."Механика и машиностроение", 1961, №5. с.165-167.
6. Майдеборо В.Н., Таташев К.Х. Результаты исследований нагнетательных скважин на месторождении с трещинным коллектором. - Нефтяное хозяйство, 1964, №8, с.25-27.
7. Минский Е.М. О турбулентной фильтрации газа в пористых средах.- Докл. АН СССР, 1951, т.78, №3, с.409-412.
8. Чарный И.А. Определение некоторых параметров пластов при помощи кривых восстановления забойного давления. - Нефтяное хозяйство, 1955, №3, с.40-48.

ИССЛЕДОВАНИЕ МИГРАЦИИ ВЫСОКОКОНЦЕНТРИРОВАННОГО РАССОЛА В ПОРОДНОМ МАССИВЕ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Попов В.И.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН г. Якутск,
popov.gtf@mail.ru*

Введение. В отличие от рассмотрения процессов тепломассопереноса при промерзании-оттаивании горных пород их взаимодействие с высококонцентрированными рассолами менее изучено. Проблемы подобные рассматриваемой имеют место при захоронении концентрированных рассолов откачиваемых из карьерного пространства и выработок алмазодобывающих предприятий республики, при организации хвостохранилищ жидких отходов в условиях криолитозоны и при решении ряда технологических задач в частности проблем выщелачивания и многих других.

В работе представлены результаты вычислительного эксперимента по моделированию миграции концентрированного рассола в условиях криолитозоны т.е. существования значительных массивов вечной мерзлоты.

Вычислительный эксперимент проведен для породного массива характеризующегося одной формой уравнения фазового состояния поровой влаги, учитывающей как влияние засоления так и действие адсорбционных сил [1,2]. Математическая модель процесса тепломассопереноса при промерзании состоит из трех уравнений диффузионно-конвективного переноса тепла, влаги, растворенного компонента в двумерной прямоугольной области и замыкаются уравнением фазового равновесия поровой влаги объединяющим параметры термодинамического равновесия - температуру, влагосодержание и концентрацию. С помощью введения параметра захвата – $k_{\text{зах}}$ предусмотрена возможность частичной или полной селекции растворенного компонента в области промерзания.

Постановка задачи. Рассмотрим двумерный процесс инфильтрации высокоминерализованного рассола в породный массив. Начальная отрицательная температура массива составляет T_n °С. На основе аналитической формы уравнения состояния поровой влаги $T_F = T_F(w, C)$ определяются равновесные для данной температуры T_n льдосодержание и влагосодержание при заданной концентрации C . Ось y направлена горизонтально, ось x вертикально вниз. Сверху, ограниченная область инфильтрации определяется интервалом $[-a, a]$. Решение задачи строится для симметричной части (положительного квадранта) двумерного массива. Моделирование двумерного процесса тепломассопереноса при инфильтрации рассола в мерзлый массив описывается уравнениями диффузионно-конвективного переноса тепла, влаги, и растворенного компонента.

Используемая аналитическая форма $T_F = T_F(w, C)$ уравнения состояния порового раствора, учитывает специфические характеристики среды - потенциал адсорбционного взаимодействия, величину удельной поверхности и концентрацию порового раствора.

Решение системы уравнений следует разработанному методу безитерационного определения количества влаги замерзающей на каждом шаге по времени [3]. При этом используются процедуры расщепления по физическим процессам исходной системы уравнений.

Рассмотрены варианты инфильтрации высококонцентрированного рассола, в частности на рис. 1 представлены результаты моделирования инфильтрации рассола с температурой $T_n = -2^\circ\text{C}$ в породный массив, имеющий такую же температуру. Параметры моделирования следующие: период времени – 0.5 и 1.5 года; время инфильтрации 36 суток; концентрация рассола 300 г/л; пористость – 0.38; начальное влагосодержание 0.15.

Установлено что в процессе инфильтрации высококонцентрированного рассола в мерзлую породу скорость его проникновения существенно зависит от значения параметров диффузии и фильтрации. Обнаружен эффект понижения температуры массива минимум которой приходится на фронт проникновения.

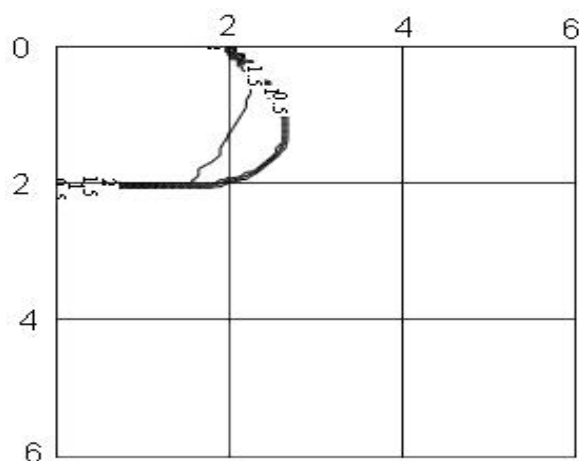


Рис. 1а. Распределение концентрации.
Время 0,5 года

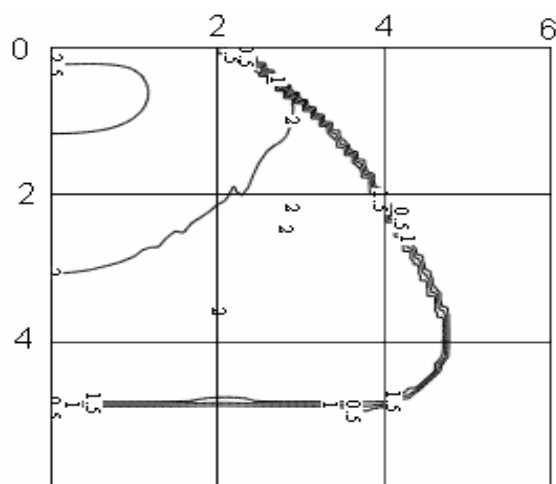


Рис. 1б. Распределение
концентрации. Время 1,5 года

Литература:

1. Попов В.И. Новый метод решения задач промерзания в спектре температур// Проблемы и перспективы комплексного освоения месторождений полезных ископаемых криолитозоны: Труды международной научно-практической конференции (г. Якутск 14 – 17 июня 2005 г.). Том 2. – Якутск: Изд-во института мерзлотоведения СО РАН. – 2005. – С. 57-59.
2. Попов В.И. Алгоритм решения задач тепло-влаго-переноса в грунтах с фазовым превращением, применительно к условиям работы накладных заземлителей// А.В. Степанов, Энергетика северо-востока: состояние, проблемы и перспективы развития.- Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. -С. 233-236.
3. Попов В.И. Решение задач тепломассопереноса при промерзании–оттаивании горных пород с учетом уравнения фазового состояния поровой влаги//В.И. Попов, А.С. Курилко. ГИАБ. – 2006. Тематическое приложение «Физика горных пород». С. 236-244.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ШУРФОПРОХОДЧЕСКИХ РАБОТ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Попов Г.И., Иудин М.М., Скрыбин Р.М.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Многочисленные россыпные месторождения твердых полезных ископаемых Северо-Востока России (Якутия, Магаданская область и Чукотка) залегают в зоне распространения многолетней мерзлоты. Наличие многолетней мерзлоты обуславливает специфику проведения горно-разведочных выработок, которая проявляется в сезонном характере ведения горно-разведочных работ, преимущественно в зимний период года.

В условиях Крайнего Севера проведение геологоразведочных работ имеет свои особенности. Это прежде всего, связано с наличием многолетней мерзлоты и удаленностью объектов разведки от населенных пунктов, от основных транспортных магистралей и промышленных центров, сложность снабжения электроэнергией и водой, широкое развитие работ в высокогорных и таежных районах.

Проведение горноразведочных шурфов является одним из основных способов проведения поисковой и детальной разведки алмазоносных россыпей Заполярья. В связи с ежегодным увеличением объема шурфопроходческих работ вопросы совершенствования технологии и техники проведения шурфов приобретают актуальное значение.

Крупными исследователями [1,2] в области технологии и техники проведения горно-разведочных выработок являются профессора Грабчак Л.Г. (РГГРУ, г.Москва), Лукьянов В.Г. (ТПУ, г.Томск). Научные разработки этих ученых развивают дальше их последователи. В Якутии исследованиями горногеологических условий разведываемых россыпных и рудных месторождений полезных ископаемых, а также вопросами технологии проведения горно-разведочных выработок в области многолетней мерзлоты занимался профессор Шерстов В.А. [3].

Изучение горногеологических условий месторождений твердых полезных ископаемых позволил разработать методику оценки горногеологических условий рудных месторождений Севера [4]. На основе данной методики можно оценить горногеологические условия россыпных месторождений.

На кафедре технологии и техники разведки месторождений полезных ископаемых ГРФ под научным руководством профессора Скрябина Р.М. выполнена исследовательская хозяйственная работа [5] по обоснованию применения нового типа горнопроходческого оборудования на объектах ОАО «Нижне-Ленское». Результаты проведенных аналитических и натурных исследований отражены в работах [7,8].

Обзор отечественной литературы показывает [1,2,3,5], что в основном шурфопроходческие работы проводят с применением буровзрывных работ, на кайло, на «пожог», и с проморозкой талых водонасыщенных грунтов. Выбор способа проходки зависит от мощности рыхлых отложений, крепости пород, мерзлотно-гидрогеологических условий. Проходка шурфов на проморозку из-за низкой производительности и большой трудоемкости применяется при небольших объемах.

В практике геологоразведочных работ широкое распространение получил способ проходки горных выработок с помощью буровзрывных работ: с механическим бурением шпуров и подъемом породы, а также с ручным бурением шпуров и подъемом породы ручным металлическим воротком.

Как отмечено выше, горноразведочные работы проводят в труднодоступных районах, вдали от промышленных центров и населенных пунктов. На первоначальной стадии разведки геологическим предприятиям трудно, порой невозможно, доставить на участки тяжелое и габаритное горнопроходческое оборудование. Как показывает практика, в определенных условиях (наличие леса и т.д.) геологоразведочные предприятия применяют способ, основанный на оттайке мерзлых дисперсных пород пожарами.

Оттаивание пожарами мерзлых пород заключается в укладке на почву шурфа сухих дров, которые зажигают на ночь. Для направления тепла в сторону забоя шурфа костер прикрывают стальным листом. После

прогорания костра и проветривания выработки, оттаявшие породы грузят в бабды и выдают на поверхность. Как показывает производственный опыт, этот способ оттайки пассивен - за сутки забой подвигается до 0,5 м. При недостаточном проветривании выработки и в случае не учета температурного фактора этот способ порой опасен. С другой стороны, в практике проходка на «пожог» применяется не только в геологоразведке, но и широко внедрилась в строительной отрасли при проходке канав для различных инженерных коммуникаций.

Интересен тот факт, что оттаивание мерзлых дисперсных пород пожарами применяется давно, но с научной точки зрения практически не изучен. Тут можно рассмотреть и другие способы теплового воздействия на мерзлую породу.

Разрушение горных пород является основной технологической операцией при проведении разведочных шурфов. По предложению руководства ОАО «Нижне-Ленское» сотрудниками Горно-геологического института ЯГУ проведены натурные испытания по обоснованию применения электрических отбойных молотков иностранного производства «Bosch», «Hilti», «Kango» при проходке шурфов в водонасыщенных грунтах на участке В.Молодо [5].

Результаты натурных исследований показали, что при оптимальном выборе типа и марки отбойных молотков (механические молотки отечественного и иностранного производства с различными видами потребляемой энергии), породоразрушающего инструмента и соответствующей организации труда рабочих может быть достигнуто значительное повышение эффективности проходки шурфов. При этом необходимым условием проведения шурфопроходческих работ остается соблюдение требований электробезопасности.

Следует подчеркнуть, что резервом повышения скорости проходки шурфов при применении данного типа горнопроходческого оборудования является рациональный выбор типа и формы породоразрушающего инструмента в зависимости от конкретных горногеологических условий.

Существует способ проходки скважин большого диаметра бурением. Сотрудниками РГГРУ имени Серго Орджоникидзе под руководством

профессора Грабчака Л.Г. проведен большой объем научно-исследовательских работ по бурению горноразведочных и технических выработок, в настоящее время исследования продолжаются.

Машинный способ проведения шурфов в породах с $f=0,1\div 4$ характеризуется тем, что все технологические операции осуществляются без спуска людей в забой выработки. Разрушение породы и подъем ее на поверхность производится бурами вращательного действия. Бурение таких выработок выгоднее использовать в районах, доступных для транспортных средств на колесном или гусеничном ходу, а также в районах с простейшими подъездными путями. Опыт бурения шурфов показывает [6], что их оптимальный диаметр изменяется в пределах 0,7–1,5 м, а глубина от 5 до 20 м.

В 1982 г. ведущим инженером опытно-методической партии “Новая техника” производственного геологического объединения “Якутскгеология” Роевым М.Н. был разработан снаряд на базе буровой установки ЛБУ-50 для бурения скважин большого диаметра (800 мм) при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых. Испытание бурового снаряда проходило в районе г. Якутска. Было пробурено 2 скважины глубиной до 5 метров в мерзлых породах. Геологический разрез представлял мерзлые торфа, пески с содержанием галечника крупностью до 20 мм. Категория пород по буримости – 6. Результаты испытаний показали работоспособность бурового снаряда и комиссией объединения было рекомендовано разработчикам провести дальнейшее испытание в производственных условиях. Разработка была представлена на ВДНХ СССР, в результате которой разработчик Роев М.Н. удостоен серебряной медали, а технический руководитель Белов В.И. – бронзовой медали. Далее в связи наступлением перестроечного времени и отсутствием финансирования работа была приостановлена. В настоящее время разработкой конструкции бурового снаряда большого диаметра (750 мм) занимается аспирант Тимофеев Н.Г. под научным руководством профессора Скрыбина Р.М.

Уборка породы является одним из основных и трудоемких технологических процессов при проведении шурфопроходческих работ. Разрушенную с помощью буровзрывных работ породу из шурфа проходчики поднимают при помощи ручного металлического воротка в

бадьях емкостью 0,02 – 0,04 м³. Если поперечное сечение шурфа - 4 м², а глубина достигает до 15 м, то проходчики должны вручную грузить в бадьи и поднять на поверхность только из одной выработки 60 м³ породы. Это очень тяжелый физический труд. Отечественного производства механизированный шурфопроходческий подъемник ПШМ-3М, шурфовой кран КШ-3М не нашли широкого применения из-за усложнения технологической операции подъема горной породы, а также увеличения сметной стоимости проходки шурфов. В дальнейшем важное значение будет иметь механизация спуско-подъемных операций при проведении разведочных шурфов как фактор, обеспечивающий более комфортные условия труда проходчиков, рост производительности и повышение скорости проведения горноразведочных шурфов.

На основании анализа литературного и фактического материала можно определить следующие основные направления совершенствования шурфопроходческих работ в условиях многолетней мерзлоты:

1. Изучение горногеологических условий разведки россыпных месторождений Северо-Востока страны.
2. Совершенствование параметров буровзрывных работ при проведении проходческих работ.
3. Определение области применения механических отбойных молотков при проведении разведочных шурфов на основе изучения механизма ударного разрушения мерзлых пород и грунтов.
4. Совершенствование технологии шурфопроходческих работ на “пожог” на основе изучения теплового режима в зависимости от исходных данных пожара и проветривания.
5. Изучение существующей передовой технологии погрузки и транспортировки горной массы при проведении горных выработок с целью разработки рекомендаций по повышению эффективности и комфортности уборки породы из разведочного шурфа.
6. Разработка современной техники и технологии бурового способа проходки шурфов.
7. Проведение технико-экономической оценки эффективности различных способов проведения шурфопроходческих работ.

Литература:

1. Грабчак Л.Г., Багдасаров Ш.Б., Иляхин С.В. и др. Горноразведочные работы. – М.: Высшая школа, 2003 – 661 с.
2. Лукьянов В.Г., Громов А.Д., Пинчук Н.П. Технология проведения горно-разведочных выработок. – Томск: Изд-во Том. Ун-та, 2004. – 468 с.
3. Шерстов В.А., Проведение подземных горно-разведочных выработок при разведке россыпных и рудных месторождений области многолетней мерзлоты, – Якутск, изд-во ЯГУ, 1997. – 100 с.
4. Иудин М.М. Оценка горногеологических условий рудных месторождений на стадии проектирования горноразведочных выработок. Якутск, изд-во СВФУ, 2010. – 41 с.
5. Скрябин Р.М., Попов Г.И., Шерстов В.А. и др. Обоснование применения нового типа горнопроходческого оборудования на объектах ОАО «Нижне-Ленское». Отчет по хоздоговору 493/05-02-2005. Якутск, ГГИ ЯГУ, 2006. – 76 с.
6. Карпиков А.П., Кузовлев Б.Н., Толмачев А.В. Бурение горноразведочных и технических выработок. – М.: МГИУ, 2003. – 102 с.
7. Попов Г.И., Скрябин Р.М., Шерстов В.А. О совершенствовании технологии проходки шурфов в условиях криолитозоны // Южная Якутия – новый этап индустриального развития: Труды Международной научно-практической конф. 24-26 октября 2007 г. –Нерюнгри, 2007. – с. 312–315.
8. Попов Г.И. О применении ударного способа проходки шурфов при разведке алмазонасных россыпей Заполярья. Труды региональной научно-практической конф. - Якутск, 30 марта 2011 г., с. 254-258.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ О. БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

**Прокопьев А.В.¹, Ершова В.Б.², Соболев Н.Н.³,
Петров Е.О.³, Юдин С.В.³**

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

²*Санкт-Петербургский государственный университет*

³*ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского*

Остров Бельковский сложен породами палеозойского возраста, которые подразделены на четыре свиты [1]: соколовскую (D₂),

нерпалахскую (D_3), чекурскую (D_3-C_1) и бельковскую ($C_2?$). Соколовская свита представлена карбонатными породами, остальные свиты сложены преимущественно терригенными отложениями, в основном, тонкозернистыми турбидитами. Широко распространены породы основного состава (дайки, силлы), вероятно, позднепермско–раннетриасового возраста [2]. Палеозойские толщи смяты в широкие открытые складки северо-западного простирания [1]. Палеоген-неогеновые отложения на востоке острова с угловым несогласием выполняют наложенные на дислоцированные палеозойские породы впадины. В статье рассмотрены результаты изучения деформационных образований в юго-восточной и юго-западной частях острова в процессе экспедиционных работ 2012 года.

Складчатые деформации. Складки по слоистости в пределах обнажений встречаются довольно редко, однако иногда наблюдаемая смена направлений падений слоистости в интенсивно кливажированных толщах свидетельствует об их более широком присутствии. Складки открытые, иногда асимметричные, концентрические и цилиндрические, иногда юго-западной вергентности. Ширина и амплитуда достигают первых метров. Полюса слоистости распределяются по дуге большого круга; рассчитанные шарниры имеют северо-западное простирание, конформное простиранию закартированных крупных складок. Кливаж северо-западного простирания располагается конформно с наблюдаемой складчатостью. Он деформирует все палеозойские толщи и не проникает в перекрывающие отложения палеогена-неогена. Кливаж более интенсивно проявлен в алевроаргиллитах и алевропесчаниках, тогда как в более компетентных массивных пластах песчаников, известняков и в конгломератах количество трещин кливажа значительно меньше. В алевроаргиллитах и алевропесчаниках кливаж зачастую полностью камуфлирует слоистость, что затрудняет определение элементов залегания последней. Кливаж проявлен, по всей видимости, в районах наиболее интенсивных деформаций и в отдельных точках наблюдения, например, в поле развития субгоризонтально залегающих тонкозернистых турбидитов нерпалахской свиты на юго-востоке острова, отсутствует. На границах разнокомпетентных слоев наблюдается

изменение углов падения кливажных поверхностей – в тонкослоистых породах он положе, а в более плотных – круче. Преобладающее направление падения кливажа на юго-востоке острова юго-западное, а на юго-западе острова – северо-восточное. Углы падения изменяются в широких пределах – от субвертикального до 30–50°. В целом, по отношению к складкам кливаж является веерным. Общее простирание складок и наблюдаемой линейности пересечения кливажа и слоистости северо-западное. Мелкие приразломные складки сопровождают как взбросы и надвиги, так сбросы и сдвиги. В последнем случае происходят и более интенсивные складчатые деформации кливажа. Массовые наблюдения за ориентировкой кливажных плоскостей показывают, что в отдельных случаях происходит его незначительный разворот, вероятно, за счет более поздних сдвиговых перемещений. Линейность пересечения кливажа и слоистости хорошо проявлена. Иногда при проникновении интенсивного кливажа в алевроаргиллиты образуются карандашные структуры. В целом эта линейность ориентирована субгоризонтально и имеет преимущественно северо-западное простирание, что хорошо соотносится с общим направлением складчатости региона. Однако в отдельных случаях углы падения линейности пересечения увеличиваются и достигают 50–60°. Такие явления могут происходить либо в случае пересечения кливажем крыла относительно крупной подводно-оползневой складки, либо когда мелкомасштабные складки не являются линейными и протяженными, и мы наблюдаем периклинальные или центриклинальные замыкания непротяженных складок. Однако нельзя исключить, что подобные явления не связаны с наложением кливажа на ранее деформированную слоистость. Редко наблюдаются развороты линейности пересечения, что может свидетельствовать о проявлении более поздних этапов деформаций, вероятно, сдвигового характера. Две малоамплитудные флексуры отмечены в палеоген-неогеновых отложениях.

Взбросы и надвиги. Зоны разломов этой кинематики, как правило, выполнены тектонической брекчией и глиной трения и достигают ширины до 7 м. Иногда наблюдается штриховка на зеркалах скольжения, позволяющая правильно оценить кинематику разлома. Взбросы и надвиги

формировались на заключительных стадиях компрессионного процесса после образования основной складчатости региона и поэтому деформируют не только слоистость, но и кливаж. Превалируют разломы восток-юго-восточной вергентности, но отмечаются и разрывы северо-восточной вергентности. Углы падения сместителей варьируют от 30–40° до 70–85°. Наблюдаются послойные надвиговые срывы.

Сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Отмечаются как правосторонние, так и левосторонние сдвиги, чаще комбинированной кинематики – взбросо- и сбросо-сдвиги. Их ориентировка в различных структурных доменах несколько отличается, но, в целом, правосторонние сдвиги имеют субмеридиональное и субширотное простирание, а левосторонние – в основном субширотное. Кинематика разломов уверенно устанавливается как по направлению штрихов на зеркалах скольжения, так и по рисунку приразломной складчатости и кинк-зон. Отсутствие надежных маркеров не позволяет достоверно оценить амплитуду горизонтального перемещения по сдвигам. Мелкомасштабные хрупко-пластичные shear-зоны демонстрируют как правостороннюю, так и левостороннюю кинематику и в отдельных случаях образуют динамопару. Присдвиговые shear-зоны деформируют как осадочные палеозойские породы, так и магматические тела основного состава.

Сбросы. Разломы этой кинематики достаточно широко проявлены в толщах палеозоя. Их общее простирание выдержанное и варьирует от северо-западного до запад-северо-западного. Наблюдаются разрывы с падением сместителей как на север-северо-восток и северо-восток, так и на юг-юго-запад и юго-запад. Установленная в отдельных случаях вертикальная амплитуда смещения достигает 0,5 м. Эти разломы иногда представлены кинк-зонами шириной до первых дециметров и смещают как слоистость, так и кливаж.

Отложения палеогена-неогена также нарушены малоамплитудными сбросами (до 20-30 см) преимущественно северо-западного простирания и северо-восточного падения.

Определение осей палеонапряжений. Проводилось измерение положения сместителей всех обнаруженных разломов и ориентировки

штрихов зеркал скольжения на их поверхностях. Используя эти замеры при помощи компьютерной программы [3] были вычислены оси Р (сжатие) и Т (растяжения). Расчет показал, что практически для всех разломов различной кинематики ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в направлении северо-восток – юго-запад ортогонально простиранию основной складчатости региона; ось растяжения ориентирована полого в направлении северо-запад – юго-восток.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, СПбГУ, ФГУП «ВСЕГЕИ» при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, 10.3.

Литература:

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000, 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. Москва, 1985, 160 с.
2. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 959–968.
3. Marrett R., Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. – 1990. – V. 12. – P. 973–986.

ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТОРФА В ЦЕЛЯХ ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ В КОТЕЛЬНЫХ ВЕРХОЯНСКОГО РАЙОНА

Протопопов А.В.¹, Мисников О.С.², Панов В.В.², Попов В.Ф.³

¹*Арктический центр АН РС(Я), г.Якутск*

²*Тверской государственный технический университет, г.Тверь*

³*СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск*

В Верхоянском районе 26 котельных из 27 принадлежащие ГУП ЖКХ (РСЯ) топятся углем из Джебарики-Хайнского месторождения. Уголь доставляется в несколько этапов, с перевалкой грузов в поселках

Нижнеянское и Усть-Куйга. Расход угля в год составляет более 50 000 тонн. В последние годы река Яна мелеет в июле-августе, вследствие этого, например в 2009 году более 30 тысяч тонн каменного угля застряло в поселках Усть-Куйга и Нижнеянск, за сотни километров от п. Батагай. В 2012 году стоимость одной тонны каменного угля в Верхоянском районе достигла 10727 рублей, в то же время в Джебарики-Хая уголь закупается за 1412 рублей.

Увеличение себестоимости топлива за счет транспортной составляющей негативно сказывается как на местном населении из-за роста тарифов на теплоэнергию, так и на республиканском бюджете, компенсирующем большую часть расходов. Сохраняется риск в случае недозавоза каменного угля в зимнее время оставить котельные без топлива, что грозит катастрофическими последствиями. Поиски каменных углей, природного газа и нефти в Верхоянском и Усть-Янском улусах пока не привели к положительному результату.

В сложившихся условиях, наиболее приемлемым выходом из сложившейся ситуации в настоящее время является использование в качестве альтернативы привозному каменному углю местный торф. Результаты разведки торфа Табалахской торфяной партией с 1941 по 1954 г. для нужд Эгеханского комбината и выявления топливной базы для Алысхайского горнорудного узла свидетельствуют о наличии на территории Верхоянского района примерно 60 млн. тонн торфа в воздушно-сухом состоянии.

На Табалахской низменности выявлены 52 объекта. При общем обследовании выявлялись заторфованные участки и озера с мощностью торфяного пласта более 0,5 м. Наиболее ценные в промышленном отношении объекты разведаны рекогносцировочно по категории «С₂» и остальные - маршрутно по категории «Р». По категории «С₂» разведано 19 объектов общей площадью по промышленной залежи более 3 тыс. га и запасом торфа-сырца 40 млн. м³. Низкие категории установлены из-за недостаточности данных о качестве торфа и категориях сырья. Большинство месторождений являются реликтовыми, современные

процессы болотообразования и торфонакопления не формируют промышленные торфяные залежи.

Особенностью торфяных месторождений является их рассеянность на большой территории. В настоящее время для промышленного использования представляет наибольший интерес группа из 14 объектов, расположенная по правобережью р. Табалах, на расстоянии не более 10 км друг от друга и в 75-90 км на восток - от поселка Эге-Хая. Наибольшие сконцентрированные запасы торфа сосредоточены на месторождениях Ылах и Хотогор в окрестностях п.Табалаах (Улахан-Кюель). Запас торфа в них учтен в объеме 2,5 млн. тонн (по категории С₂).

Месторождение Хотогор. Месторождение делится на приозерную промороженную часть, а также подозерную. Большая часть запасов торфа приходится на подозерную часть. Контур озера совпадает с основными запасами торфа, находящегося в незамершем состоянии. При добыче торфа из акватории нижний слой торфа может быть также использован, т.к. его природоохранная функция в этом случае не выполняется. Глубина воды в озере в основном колеблется от 1,5 до 1,8 м. В озере в месте сосредоточения основных запасов торфа его мощности составляют 2 – 4 м (1,6 – 5,65 м). На приозерной части выделяются два глубокозалежных участка площадью 10 га каждый.

Месторождение Ылах. Месторождение состоит из приозерной и подозерной частей с равными запасами торфа мощностью около 2 м. При добыче торфа из акватории нижний слой торфа может быть также использован. Глубина воды в озере в основном колеблется от 1,0 до 1,5 м. В озере максимальная глубина с торфяными отложениями составляет 5,1 м в одной точке. Торфяная залежь имеет непрерывные границы и слой торфа в целом по месторождению почти ровный.

Общая площадь полезной топливной залежи и общий полезный топливный запас по обоим месторождениям составляет 961 га и свыше 18 млн. м³ (около 2,5 млн. т) соответственно. Общий запас этих 2-х месторождений составляет более 60 % от запаса всей промышленной Табалахской группы. По степени разложения торфа (45-55%) они являются хорошими топливными объектами. По зольности эти месторождения

относятся к умеренно-зольным, по происхождению являются низинными гипново-осоковыми торфяниками. Средняя зольность колеблется от 8 % до 18,5 % на абсолютно-сухое вещество. Теплотворность колеблется от 4284 до 5073 килокалорий на 1 кг абсолютно-сухого вещества и от 2800 до 3380 калорий на воздушно-сухое вещество с 33 % рабочей влажностью. Возможно снижение зольности торфяного топлива за счет получения торфодревесных композиций с использованием щепы лиственницы.

Приозерные заторфованные площади в настоящее время являются подсушенными, вследствие понижения горизонта воды в озерах и покрыты болотной, луговой злаково-разнотравной растительностью. Встречаются и пересушенные участки - взбугренные береговые валы с обнаженным торфом, лишенной всякой растительности. Растительность на приозерных площадях меняется в соответствии с меняющимся микро-мезорельефом этих площадей.

Торф озерного образования темно-бурого или черного цвета является мелкозернистым и хорошо разложившимся. Зольность его всегда выше 10%. В озерах он круглый год находится в талом состоянии, при высыхании слипается в плотный комок, особенно если в нем имеется значительная примесь сапропеля. На приозерных же площадях торф находится в мерзлом состоянии, оттаивая к концу лета лишь на глубину 0,5 м. При высыхании он обычно рассыпается и растирается в тонкий порошок.

Пучение на месторождениях Хотогор и Ылах имеет следующий характер. Бугры вдоль границы озера, далее при наличии торфяной залежи более 0,8 м – сырые луга со слабо выраженным полигональным рельефом. Внешне поверхность как гладкая. В зоне между промышленной границей и нулевой суше и хорошо видны мерзлотные полигоны, но с рисунком их деградации в виде небольших водоемов. Появляются заросли кустарника. Еще ближе к коренному склону полигональный рельеф не выражен, появляются разреженные древостой.

Для организации добычи торфа необходимо выполнить оценку торфяного месторождения в соответствии с современными требованиями в объеме детальной разведки.

В Якутии добычей торфа и производством на его основе твердого топлива ранее не занимались. В целом сам мировой опыт добычи торфа в зоне многолетнемерзлых грунтов не вышел из стадии научных экспериментов.

В целом рекомендуется вести гидромеханизированную добычу торфа с акватории обоих озер, применяя сгущение, стилку и сушку на предварительно подготовленных площадках.

При разработке технологии производства необходимо самое серьезное внимание уделять способам защиты многолетнемерзлого слоя почвогрунтов, деградация которых может привести к экологической катастрофе. Также необходимо проводить оценку воздействия создаваемого производства на окружающую среду и применять меры по снижению негативного воздействия на природную среду.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА

Прудецкий Н.Д., Соколов К.О.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Россыпи занимают видное место среди месторождений полезных ископаемых. По определению россыпи являются вторичными месторождениями, образовавшиеся в результате выветривания коренных пород и рудных тел, содержащих в своем составе полезные минералы [1,2]. В геологическом строении россыпных месторождений криолитозоны коренные породы прослеживаются на небольших глубинах, в пределах первых десятков метров. В связи с этим на этих месторождениях есть возможность и условия для проведения высокочастотных электроразведочных исследований, например методом георадиолокации, с целью изучения геологических структур горного массива. Так как мощность рыхлых отложений (по данным опробования скважин ОАО

«Алмазы Анабара») невелика (таблица 1), и коэффициент затухания электромагнитной энергии составляет менее 6 дБ/м, то использование низкочастотных георадаров, имеющих потенциал 80-90 дБ, теоретически позволит изучать мерзлый горный массив до глубины 30 м.

По литологическому разрезу видно, что мерзлые рыхлые отложения состоят из песков, супесей, суглинка, а также могут присутствовать линзы льдов толщиной более 2 м. Поэтому при расчете затухания электромагнитной волны георадара в слоях рыхлых отложений можно использовать формулу (1). В расчет берутся слои снега, песка и льда.

Таблица 1

Литологический разрез

Интервал, м	Литологический состав слоя
0,0 - 0,2	ПРС. Суглинки деятельного слоя, обогащенные растительными остатками.
0,2 – 1,1	Пески, илы, суглинки.
1,1 – 3,1	Льдистые илы, суглинки.
3,1 - 6	Супеси, суглинки
>6	Доломиты массивные, выветрелые, трещиноватые.

Потенциал георадаров требуемый для зондирования нижней границы[3], в виде:

$$P = L_{\text{фр.н.}} - L_{\text{ф}} + L_{\text{с}} + L_{\text{гр.н}} \quad (1)$$

Общие потери (P) для разреза, представленного слоями снега, песка и льда составят:

	h, м	ϵ'	Γ , дБ/м
Снег	1	1	0.01
Песок	0.9	4	0.1
Лед	2	3	0.01

При прохождении волн в этих средах потери электромагнитной энергии состоят из:

-потери за счет фронта расхождения $L_{\text{фр.н.}}$ с учетом фактора фокусировки $L_{\text{ф}}$:

$$L_{\text{фр.н.}} - L_{\text{ф}} = 10 \lg(64\pi^2 (H+h)^2 / 4\lambda^2) - 20 \lg[(H+h)/(H+h/\sqrt{\epsilon'})] \quad (2)$$

$$L_{\text{фр.н.}} - L_{\text{ф}} = 10 \lg(64\pi^2 6^2 / 4\lambda^2) - 20 \lg(2) = 25,5 \text{ дБ};$$

-потери в средах L_c :

$$L_c = 2\Gamma h \quad (3)$$

$$L_c = 2 \cdot (0.01 \cdot 1 + 0.1 \cdot 0.9 + 0.01 \cdot 2) = 0.24 \text{ дБ};$$

-потери на границах $L_{гр.н}$:

$$L_{гр.н} = -20 \lg R_{с-пс} - 20 \lg |1 - R_{вз-с}^2| \quad (4)$$

$$L_{гр.н} = -20 \lg(0.172) + 20 \lg |1 - 0.1^2| + 20 \lg |1 - 0.36^2| = 16.29 \text{ дБ};$$

В результате:

$$P = L_{фр.н} - L_{\phi} + L_c + L_{гр.н} = 42.03 \text{ дБ}.$$

Таким образом, зондирующий импульс современных георадаров израсходует менее половины своего потенциала по достижению верхней границы коренных пород, что позволит проводить георадиолокационные исследования геолого-структурных особенностей верхней части коренных пород россыпных месторождениях криолитозоны.

Литература:

1. Баранников, А.Г. Геология и разведка россыпных месторождений / А.Г. Баранников – Учебное пособие. - Свердловск: СГИ им. В.В. Вахрушева, 1984. – 80 с.
2. Рожков, И.С. Основы методики разведки россыпей / И.С. Рожков – Якутск: Якут. Книж. Издат-во, 1959. – 90 с.
3. Финкельштейн, М.И. Подповерхностная радиолокация / М.И. Финкельштейн, В.И. Карпухин, В.А. Кутев, В.Н. Метелкин. – М.: Радио и связь, 1994. – 216 с.

О МЕТОДИКЕ И РЕЗУЛЬТАТАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД, ИХ ФОРМАЦИЙ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Пуляев Н.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

В докладе приводятся результаты по определению геохимической специализации высокометаморфизованных и сложнодислоцированных

геологических образований на территории Сутамского блока. Работа выполнена по оригинальной методике с применением аналитических данных литохимического опробования первичных и вторичных ореолов и потоков рассеяния химических элементов (ХЭ) и математических методов.

Сутамский блок находится в зоне сочленения Алданского и Станового мегаблоков, образующих Алдано-Становой щит (Парфенов и др., 1998). Щит является базовым объектом для отработки различных методик изучения геологического строения и эволюции континентальной земной коры. Сутамский блок является одним из объектов щита, изучение геологического строения, геохимических и металлогенических особенностей которого помогает решать многие задачи, имеющие практическое значение для экономики региона и РС (Я). Географически блок расположен между реками Гонам и Сутам, берущими начало в северных отрогах Станового хребта.

Объектами детального изучения автором были определены горные породы, их формации и структурно-вещественные комплексы (СВК). Для статистической характеристики выбранных геологических образований и определения геохимической их специализации, применены математические методы, реализованные в программах автоматизированных систем GEORUN, GEOSCAN и SPSS-17 включая: расчет и анализ статистических характеристик распределения ХЭ, корреляционный, регрессионный и факторный анализы (R-метод), методы иерархической классификации (парагрупповой метод кластерного анализа, метод динамических групп, метод классов-ассоциаций).

Многочисленными исследованиями установлено, что в геологических телах горные породы находятся в совместном нахождении, как представители устойчивых ассоциаций пород, одна из которых является преобладающей, определяющей данное геологическое тело. Подчиненные же представители устойчивых ассоциаций пород относятся к транзитивным, определяющим переходное состояние данного геологического тела. Геологические тела объединяются по близким по составу ХЭ ассоциациям в формации, которые представляют собой сочетание устойчивых ассоциаций пород и выделяются в СВК. При

определении геохимической специализации горных пород в первую очередь должна учитываться интенсивность проявления процессов обогащения минеральных образований рудными ХЭ по отношению к их кларку в земной коре. Такая геохимическая специализация получила название специализация первого рода, является важнейшим показателем и необходимым условием формирования рудоносных и рудных формаций определенного типа, а также специализированных блоков земной коры.

Вторым важным условием определения геохимической специализации горных пород является выделение среди высококларковых геохимических районов тех из них, в которых развиты горные породы, содержащие рудные элементы в повышенных количествах (по отношению к данному типу пород) и в такой форме, при которой ХЭ способны вовлекаться в последующее перераспределение при наложении различного рода геогенетических процессов (геохимическая специализация второго рода) (Смыслов и др., 1979). Таким образом, под геохимической специализацией понимается то специфическое распределение повышенных содержаний ХЭ в породе, которое обеспечивает существование значительной его доли в миграционноспособном состоянии, приводящем к накоплению ХЭ в наиболее поздних продуктах дифференциации или мобилизации при наложенных процессах. Для оценки геохимической специализации используются параметры, характеризующие геохимическую неоднородность, такие как разрыв характерных корреляционных связей в ассоциативных группах, высокие коэффициенты вариации рудных элементов, контрастность коэффициентов накопления, ассоциативность групп элементов, относительно большой объем геохимически специализированных пород с указанными параметрами.

Эти два понятия о геохимической специализации и учитываются в первую очередь при установлении геохимически специализированных комплексов пород, областей и зон. С учетом геохимического фона рудных элементов и степени неоднородности их распределения обычно выделяют три группы геохимических областей и зон: а) слабо дифференцированные, б) дифференцированные, в) интенсивно дифференцированные. Они в свою очередь, в зависимости от ведущей ассоциации элементов в качестве

специализированных, подразделяются на литофильные, халькофильные и сидерофильные или соответствующие промежуточные типы, например, лито-халькофильные, халько-сидерофильные и др. (Смыслов и др., 1979).

Автором была составлена и реализована с применением математических методов следующая последовательность установления геохимической специализации горных пород и их комплексов:

1. определение объектов исследования (литолого-петрографические разности горных пород, их формации, комплексы горных пород, отдельные структуры, играющие определенную металлогеническую роль, зоны гидротермально-метасоматических изменений и т.п.);

2. формирование базы данных представительных выборок проб по отдельным объектам;

3. расчет и анализ статистических параметров, оценка математических законов, выбор априорной модели распределения ХЭ;

4. определение природных ассоциативных групп ХЭ, их анализ и сопоставление с типоморфными рудным образованиям исследуемой территории;

5. вычисление коэффициентов накопления ассоциативных групп элементов, коэффициентов вариации по этим же группам, а также определение градаций указанных коэффициентов, для последующей разбраковки установленных формаций;

6. интерпретация полученной геохимической информации и выделение однородных (неспециализированных), специализированных и максимально специализированных геологических формаций.

Определение геохимической специализации комплексов развитых на территории Сутамского блока проводилось автором по методике предложенной Смысловым А.А. (1979) по значениям кларка концентрации (КлК) ХЭ. Под КлК понимается отношение средних содержаний ХЭ в пробах из геологических образований к их региональному кларку (в данном случае к средним содержаниям ХЭ, рассчитанным для АСЦ. Селезнев и др. 1980). При значениях КлК 0,5-1,5 геохимическая специализация комплекса определена как кларковая. При КлК в пределах $>1,5 - 2,5$ геохимическая

специализация комплекса определена как слабо специализированная, а при $KлК > 2,5$ – как специализированная.

Результаты обработки аналитических данных опробования коренных пород, донных осадков водотоков и золы мхов, с применением математических методов и их интерпретация, позволили выявить геохимически специализированные комплексы горных пород на территории Сутамского блока, а по ведущим ассоциациям ХЭ, определить их специализацию и принадлежность к геологическим формациям.

Аналитические данные по 3644 пробам из коренных пород подверглись статистическому анализу. Был рассчитан комплекс статистических параметров, позволивших дать оценку характера распределения ХЭ на территории Сутамского блока, в частности таких как минимальные и максимальные содержания ХЭ, фоновые значения, значения коэффициента накопления и ассоциациях ХЭ, определенные при значимых положительных коэффициентах корреляции и факторных нагрузок и др. Под коэффициентом накопления в нашем случае понимается отношение средних содержаний ХЭ в литохимических потоках рассеяния, развитых в пределах одной геологической формации, к средним содержаниям их в коренных породах этой формации. Всего по коренным породам определено семь специализированных комплексов.

Специализация комплексов выявлена по ведущим устойчивым ассоциациям ХЭ. В каждой ассоциации значения коэффициентов корреляции между ХЭ значимы и варьируют в пределах 0,4-0,9. Ранжирование ХЭ сделано по уменьшению коэффициентов корреляции и с учетом структуры взаимосвязи ХЭ в ассоциации, по графикам, отражающим графы корреляционной связи (круговым диаграммам, корреляционным графам, дендрограммам) и факторным диаграммам. Принадлежность комплексов к той или иной геологической формации определена с учетом статистических характеристик распределения ХЭ, в каждой опробованной литолого-петрографической разности пород.

Результаты статистической обработки аналитических данных опробования литохимических и бриогеохимических потоков рассеяния ХЭ позволили выявить ведущие ассоциации ХЭ, определенные при

значимых положительных коэффициентах корреляции и геохимическую специализацию выделенных комплексов горных пород, а также и принадлежность их к определенным формациям. Всего выделено 5 геохимических комплексов. Отнесение их к тем или иным геологическим формациям выполнено с учетом сопряженности потоков рассеяния с коренными породами и по близости элементных составов ведущих ассоциаций.

Статистический анализ позволил установить, что для территории Сутамского блока, учитывая статистические критерии оценки распределения содержаний ХЭ (Беус, Григорян, 1965; 1975; Соловов, 1987), характерны пониженные концентрации только бора, иттрия и цинка. Этот факт свидетельствует о высоком рудном потенциале исследуемой территории. Построенные гистограммы средних содержаний ХЭ в породах Сутамского блока наглядно показали, что рассчитанные средние содержания меди, кобальта, никеля, ванадия марганца, хрома и титана часто превышают их кларки (по А.П. Виноградову). Интерпретация полученных данных показала, что по сходству ведущих ХЭ геологические формации, установленные на территории Сутамского блока, можно объединить в три группы.

Первая группа объединяет гнейсово-гранулитовую и глиноземисто-гнейсово-кварцевую гранулитовую формации Иенгского СВК. Для коренных пород этой группы формаций отмечаются ведущие ассоциации марганец, титан, никель, галлий с $K_{лк} > 1,5$ и медь, бор, свинец с $K_{лк} < 0,5$. Для литохимических потоков рассеяния характерны ассоциации: молибден, титан, хром, ванадий с $K_{лк} > 1,5$ и фосфор, свинец, цинк с $K_{лк} < 1,0$. В бриогеохимических потоках рассеяния: лантан, никель, хром, ванадий, кобальт с $K_{лк} > 1,5$ и фосфор, марганец с $K_{лк} < 1,0$.

Вторая группа включает гранат-гнейсовую амфиболитовую, биотит-амфибол-гнейсовую амфиболитовую формации Тимптоно-Джелтулинского СВК и метаморфизованную габбро-диабазовую формацию Олекмо-Станового СВК с $K_{лк} > 1,5$. Для коренных пород этой группы формаций отмечается ведущая ассоциация бор, галлий, титан, и свинец. Для литохимических потоков рассеяния характерна ассоциация хром, молибден,

ванадий, титан. В бриогеохимических потоках рассеяния – серебро и свинец.

В третью группу включены алевролитно-песчаниковая молассоидная угленосная, песчаниковая молассоидная угленосная, песчано-конгломератовая молассовая и андезит-дацит-риолитовая формации Южно-Якутского СВК с $K_{лК} > 1,5$. Для коренных пород этой группы формаций отмечается ведущая ассоциация свинец, галлий, ванадий. Для литохимических потоков рассеяния характерна ассоциация титан, молибден, ванадий.

Анализ полученных результатов показал, что исследованная территория характеризуется развитием следующих главенствующих устойчивых геохимических ассоциаций: ассоциация рассеянных элементов (ниобий, скандий, иттрий); ассоциация редкоземельных элементов (лантан, церий, иттербий, бериллий); ассоциации элементов группы железа (никель, кобальт, хром, ванадий; кобальт, ванадий, титан; хром, марганец, титан); ассоциации металлических элементов (медь, серебро, свинец; цинк, серебро, германий, галлий; серебро, германий, кадмий; молибден, серебро; цинк, молибден). Золото, проявляя, хотя и положительные, но сравнительно низкие корреляционные связи с другими ХЭ, как бы обособляется от них.

Сравнение элементного составов установленных ассоциаций с типоморфными ассоциациями ХЭ уже известных рудных образований на Сутамском блоке и смежных с ним территориях показало их значительное сходство. Построенные, с применением разных математических методов, модели карт ведущих ассоциаций (мультипликативные, аддитивные, факторов) показали площадную сопряженность контрастных контуров ассоциаций со многими уже известными рудными объектами Сутамского блока. Выявленное значительное количество контуров с высококонтрастными содержаниями ХЭ типоморфных ассоциаций, не сопряженных с рудными образованиями Сутамского блока, дают основание для прогнозирования новых рудных объектов с аналогичными типами оруденения.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ НОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА НА ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Золотое оруденение докембрийского возраста выявлено на многих щитах Земного шара. В основном оно приурочено к зеленокаменным поясам, внутри которых открыто множество золоторудных месторождений с запасами золота от первых тонн до десятков и первых сотен тонн. Золото в месторождениях большей частью приурочено к кварцевым жилам и к зонам сульфидной вкрапленности и ассоциирует на разных месторождениях с различными рудными минералами – пиритом, арсенопиритом, теллуридами, турмалином и др. Подобные месторождения найдены и уже разрабатываются. Также продолжают находить и новые на Канадском, Индийском, Бразильском, Австралийском щитах, где они образуют золотоносные провинции (Шер С.Д., 1972).

Алдано-Становой щит (АСЩ) до недавнего времени не вписывался в этот ряд, несмотря на наличие многочисленных троговых структур докембрийского возраста и их реликтов, часть из которых многими исследователями сегодня рассматривается в качестве аналогов зеленокаменных поясов. На АСЩ были известны только месторождения и проявления рудного золота, связанные с мезозойской тектоно-магматической активизацией щита. Целенаправленные поиски докембрийского рудного золота на АСЩ практически не проводились. В 60-е и 70-е годы прошлого столетия проводились только поиски древних золотоносных конгломератов в протерозойских отложениях грабенов. При поисках рудного золота доминировала идея мезозойского золотого оруденения щита, Лишь на юге щита, золотое оруденение связывалось с протерозойскими диафторитами, образующими на АСЩ протяженные зоны большей частью субширотного простирания. Некоторые из них в

последнее время стали относиться к мезозойским динамометаморфитам и метасоматитам. Редкие случайные находки пунктов золотой минерализации в докембрийских троговых структурах, сделанные в процессе геологосъёмочных работ, в большинстве своем не изучались и не обобщались.

Первые предпосылки возможностей выявления на АСЦ промышленно интересного докембрийского золотого оруденения появились в конце 80-х годов XX века с выявлением на западе щита золотой минерализации в турмалинизированных метабазах темулякитской свиты в Тас-Миелинской троговой структуре (Сафонов А.М. и др., 1988) и с открытием в центральной части щита, в области развития метаморфических образований тимптонской (дес-леглиерской) серии, «золотоносных кварцитов» (рудопроявления Кур и Притрассовое).

Поисково-ревизионные работы, проведенные на проявлениях золота Кур и Притрассовое (Гусев В.П.1990), уточнили их перспективы и позволили дать им положительную оценку. В результате работ уточнилось геологическое строение рудопроявлений, выяснилось, что золотая минерализация проявлений связана не с золотоносными кварцитами, как предполагалось первооткрывателями, а с древними кварцевыми жилами и с наложенными зонами сульфидной вкрапленной минерализации во вмещающих жилы породах основного состава.

Проведенным комплексом работ с применением геологических, геофизических и геохимических методов на этих проявлениях выделены и прослежены по простирацию тела пород основного состава, вмещающие золотое оруденение и приуроченные к зоне сочленения Нимнырской и Тимптонской (Дес-Леглиерской) структурно-формационных зон. Последняя некоторыми исследователями рассматривается в качестве аналога зеленокаменных поясов.

В ходе поисково-ревизионных работ на проявлении Кур выявлено и прослежено маршрутами и геофизическими методами 36 кварцевых жил и зон сульфидной вкрапленности протяженностью от 50 до 400 м, на проявлении Притрассовое – одна протяженная (более 900 м по простирацию) и 14 коротких (50-150 м) рудных зон.

Горнопроходческими и буровыми работами были вскрыты зоны

вкрапленной сульфидной минерализации. Эти зоны оказались на проявлениях основными телами, несущими промышленную золотую минерализацию.

Всего на проявлении Кур изучены с детальностью, достаточной для подсчета запасов три рудных тела, на проявлении Притрассовое – одно рудное тело. Кроме них выделено более 50 потенциально рудных тел.

Приведенные результаты наглядно показывают, что существовавшие до проведения поисково-ревизионных работ мелкие проявления золота Кур и Притрассовое, каких известно на АСЩ многие десятки, превратились в перспективные проявления, которые по разведанным запасам золота относятся к месторождениям и перспективы их разведанными запасами не ограничиваются. Остаётся до сих пор нерешенной проблема отсутствия кондиций на руды проявлений и недостаточности сведений о технологических свойствах руд и возможностей извлечения из них золота, но они могут быть решены на последующих стадиях изучения проявлений.

В этой связи интересно сравнение проявлений Кур и Притрассовое с известными месторождениями Северной Америки и Западной Австралии.

Структурно-тектоническая приуроченность проявлений Кур и Притрассовое к зоне сочленения двух разновозрастных докембрийских метаморфических комплексов, характер и литологический состав рудных тел на них, тип рудной минерализации, характерное отсутствие вертикальной геохимической зональности, все это вместе весьма напоминает описание месторождений Северной Америки и Западной Австралии (Шер С.Д., 1972). В этих регионах древние, докембрийские золоторудные месторождения широко распространены и группируются в цепочки внутри троговых структур зеленокаменных поясов, образуя металлогенические провинции. В таких провинциях нередки и железорудные месторождения. С этих позиций интересно положение федоровской свиты в Алданском железорудном районе. Многими исследователями ее первичный состав восстанавливается как вулканогенно-осадочный с обилием интрузий от кислого до основного состава и широко проявленными процессами метасоматических изменений пород, то есть по составу образования федоровской свиты близки к образованиям типичных

зеленокаменных поясов (Киселев Г.Н. и др.1988). Такое сходство фёдоровской свиты с зеленокаменными поясами золоторудных провинций мира позволяет предположить и в ее пределах широкое развитие золоторудной минерализации. Первыми признаками наличия такого оруденения свиты являются проявления Кур и Притрассовое. Кроме того, в районе железорудного месторождения Дёс известны десятки проявлений и пунктов минерализации золота, как в жильном кварце, так и в кристаллических сланцах основного состава, что напоминает оруденение проявлений Кур и Притрассовое.

В заключение следует отметить, что поисковые работы на рудное золото в районе целесообразно продолжить. Следует провести в районе работы по изучению перспектив золотоносности фёдоровской свиты. Возможно такое изучение изменит представления о коренной золотоносности АСЩ и позволит открыть новые, возможно даже и крупные месторождения рудного золота. Что в свою очередь даст толчок к переоценке перспектив АСЩ на рудное золото и к началу изучения золотоносности троговых структур.

Литература:

1. Гусев В.П. Отчет о результатах поисковых работ на слабоизученных площадях Южной Якутии с признаками золотого оруденения неустановленных типов (Центрально-Алданский район и прилегающие площади) за 1983-1989 г.г. Южно-Якутская партия. Тимптоно-Учурская геологоразведочная экспедиция. Алдан, 1990.
2. Киселев Г.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении площади Южно-Алданского железорудного района м-ба 1:50000 за 1978-1988 г.г., п. Чульман, 1988.
3. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М., Недра, 1972.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЕРБЕКЕ-НЕЛЬГЕХИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО РЯДА, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ

Роев С.П.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
s.p.roev@diamond.ysn.ru*

Изучение магматизма классического поперечного рудно-магматического ряда Восточной Якутии - Дербек-Нельгехинского, связано с развитием здесь крупных оловянных месторождений, с сопутствующими полиметаллическими и золотыми проявлениями. Для выяснения условий образования магматических пород, их формационной принадлежности и генезиса проведено детальное изучение породообразующих и типоморфных акцессорных минералов, основывающееся на рентгено-спектральных (микрозондовых) анализах их состава по профилям в прозрачно-полированным шлифам (более 1500 анализов). Детальное, комплексное изучение минералогии магматитов вызвано необходимостью их четкой классификации для правильной ориентировки поисковых работ, выявления условий их генезиса и становления, а также - особенностей эволюции флюидного режима. Четкая классификация магматических образований приобретает особое значение также в связи с обилием даек (до 600) широко варьирующего состава, часть которых во времени и пространстве тесно перемежаются с рудами. Общие особенности магматических пород ряда описаны в монографии [5]. Для минералов с гидроксильной группой определялись содержания галогенов по сечениям от центра к периферии, что позволило оценить флуктуации флюидного режима и Р - Т условия в ходе эволюции расплава [4].

Первые проявления магматизма в пределах Дербек-Нельгехинского междуречья представлены единичными дайками диабазовых порфиритов. Их догранитоидный возраст определяется однозначно по метаморфизму в

экзоконтактовых ореолах гранитоидных массивов и рассечению их дайками-апофизами последних.

Специфическими минеральными особенностями пород являются: основной (NN 78-84) характер плагиоклаза с неконтрастной ритмичной зональностью; присутствие магматических оливина и пироксена; промежуточный между F- и Cl-апатитом состав акцессорного апатита, обладающего высокими содержаниями фосфора и бария, и отвечающего высокотемпературной модификации, кристаллизовавшейся из относительно маловодного расплава. Биотит кристаллизуется в поздне- или постмагматический этап и обладает средними величинами железистости при умеренных концентрациях галогенов.

Таким образом, по типоморфным особенностям минералов диабазовые дайки резко отличаются от следующих за ними ранних производных диорит-гранодиорит-гранитной формации диоритового состава и на этом основании выделены в самостоятельную диабазовую формацию. Тем самым, подтверждается общая закономерность развития мезозойского магматизма региона, во всех структурах начинающегося внедрением производных глубинных магм основного состава.

Магматиты главной формации района характеризуются преимущественно андезиновым характером плагиоклаза и его осциллярной зональностью (до 5 ритмов), как в породах гранитного, так и в породах диоритового состава; присутствием во всех породах двух генераций гранатов - пироп-альмандинов и спессартин-альмандинов; повышенным содержанием суммы редкоземельных элементов в апатитах, закономерным увеличением в нем концентрации фтора и снижением - хлора от ранних к поздним производным; в акцессорных цирконах преобладают диоритовые значений ZrO_2/HfO_2 , что указывает на повышенные температуру и основность материнского расплава.

Для биотитов пород формации характерна повышенная железистость, варьирующая в разных объектах в зависимости от условий их кристаллизации, объёма и скорости затвердевания расплава. Максимальная железистость установлена для биотитов наиболее крупного Безымянного массива, локализованного среди преимущественно алевропелитовой

терригенной толщи (условия относительно закрытой системы); она заметно ниже для биотитов мелких штокообразных и трещинных массивов и даек, локализованных главным образом среди алевропесчаников и в зонах сопряжения крупных тектонических нарушений (условия относительно открытой системы).

Таким образом, генетическое родство рассматриваемых пород и справедливость их отнесения к единой диорит-гранодиорит-гранитной формации находит выражение в общности и закономерной эволюции составов важнейших породообразующих и акцессорных минералов.

Производные габбро-монцонит-сиенитовой формации интродуцируют породы двух предшествующих, на контакте их с дайками аплитов и пегматитов наблюдается пирометаморфизм. Плагиоклаз в них представлен лабрадором с простой прямой зональностью; калиевый полевой шпат отличается от такового гранитоидной формации повышенным (около 27% в среднем) содержанием альбитового минала; биотит высокотитанистый (до 7% TiO_2), максимально обогащен магнием и хромом; апатит, независимо от минерала-хозяина, обладает высокой фтористостью.

Изучение последовательности формирования и зональности составов основных породообразующих и акцессорных минералов позволяет оценить Р-Т параметры формирования магматических пород.

При рассмотрении эволюции расплавов, определении их потенциальной рудоносности особо важна реконструкция флюидного режима.

Согласно экспериментальным исследованиям [2] определяющую роль для проявления рудоносности играет окислительно-восстановительный потенциал магматических систем. Восстановительная обстановка обеспечивает высокую степень экстракции олова из магмообразующих субстратов и перераспределения его во флюидную фазу. Степень окисленности пород снижается от биотитов из формаций глубокого заложения к биотитам коровой диорит-гранодиорит-гранитной формации. В этом же направлении изменяется фугитивность (активность) кислорода, при формировании биотитов диорит-гранодиорит-гранитной формации она близка таковой для оловоносных гранитов [2], [6].

При определении рудной продуктивности магматических систем важно поведение галогенов - фтора и хлора, являющихся ведущими экстрагентами и комплексообразователями многих рудных элементов, при этом не столько их концентрация в расплаве, сколько их фугитивность, то есть способность отделяться от расплава во флюидную фазу. Для биотитов и апатитов из магматических пород района характерны более высокие концентрации галогенов по сравнению с приводимыми для других регионов [1], что является показателем повышенной рудогенерирующей способности. Установлено для всех пород района превышение фугитивности хлора над фтором, что определяет превалирование здесь касситерит-сульфидного оруденения над касситерит-кварцевым и возможность появления золоторудных проявлений [6].

Высокие содержания воды и её летучесть при формировании пород диорит-гранодиорит-гранитной формации и возрастание их к поздним фазам указывают на возможность отделения рудоносных растворов и определяет рудную продуктивность [3].

Для производных диорит-гранодиорит-гранитной формации района характерно сочетание высокой фугитивности воды с повышенной летучестью хлора и фтора, что определяет потенциальную их рудоносность и подтверждается локализацией здесь масштабного, уже разведанного оловянного комплексного оруденения с сопутствующими золотыми и полиметаллическими проявлениями. К тому же благоприятные магматические признаки позволяют надеяться на увеличение перспектив в давно известном районе при его более детальном изучении.

Литература:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. – М.: Наука, 1986. –192с.
2. Некрасов И.Я. Магматизм в магматическом и постмагматическом процессе. – М.: Наука, 1984. – 238с.
3. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. – М.: Наука, 1990. 182с.
4. Роев С.П. Минералогия гранитоидов Дербек-Нельгехинского интрузивного ряда и ее генетические аспекты. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1997. – 104с.

5. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. – Новосибирск: Наука, (1985). – 205с.
6. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. – Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.

КРУПНОЕ КОМПЛЕКСНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПОЛЕВОШПАТОВОГО СЫРЬЯ И ГРАФИТА В АЛДАНСКОМ РАЙОНЕ ЯКУТИИ

Ройзенман Ф.М.

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва

Алданский горно-промышленный район в Южной Якутии является одним из крупнейших и богатейших районов Евразии и мира по количеству крупных и богатых месторождений многих полезных ископаемых: золота, урана, железа, флогопита, графита, диопсидового сырья, калиевого полевошпатového сырья, калиевого кварц-полевошпатového сырья, горного хрусталя, редких металлов.

В настоящем сообщении дана характеристика крупного комплексного месторождения графита и калиевого кварц-полевошпатového сырья Надеждинского.

Высококачественный чешуйчатый графит был в СССР, и является также в настоящее время в России, высоко дефицитным сырьем. При потребности страны в размере 50 000 тонн в год, реальное производство – на Тайгинском месторождении (Урал), составляло до 8 000 тонн (а в настоящее время не превышает 4000 тонн). Остальной графит доставлялся по импорту с Украины. Кроме того, на Тайгинском месторождении содержания графита очень низкие – 2 - 3%.

Калиевое полевошпатové сырьё для производства фарфора, керамики и других изделий, также было высоко дефицитным в СССР (дефицит – 60%) и остается дефицитным в России.

Участок №1 Надеждинского месторождения

Надеждинское месторождение находится в 15 км от Амуро-Якутской железнодорожной магистрали, с которой месторождение связано автомобильной дорогой. В 8-ми км от месторождения Надеждинского, вблизи той же автомобильной дороги, (в 7 км от железной дороги) находится крупное железорудное месторождение Таежное.

На участке №1 месторождения Надеждинского находятся крупные промышленные тела графита и калиевого кварц-полевошпатового сырья.

Графит

На участке №1 Алданской ГРЭ разведаны запасы чешуйчатого высококачественного графита в количестве 2 млн. тонн, со средним содержанием графита 5%. Стоимость графитового сырья в недрах – около 1 млрд. долларов. Горно-промышленные условия добычи графитовых руд на участке весьма выгодные, так как руды находятся на глубине до 3 метров и могут разрабатываться дешевым карьерным способом. Согласно разработанным поисково-оценочным критериям [1], имеются перспективы увеличения запасов графита по простиранию графитоносного тела и на глубину – до 3 млн. тонн.

Калиевое кварц-полевошпатовое сырье

Кварц-полевошпатовое сырье на участке №1 открыто по рекомендации автора в 1982 году руководимой им Восточно-Сибирской научно-исследовательской экспедицией МГРИ (Московского геологоразведочного института). Как было установлено этой экспедицией [2, 3], на участке №1 графитоносное тело пересекается крупной жилой кварц-полевошпатового сырья (биотитовых гранитов). В соответствии с рекомендациями автора, Алданской ГРЭ ГОКа «Алданслюда» было проведено разведочное бурение. Согласно ему установлено, что при длине гранитной жилы 1.5 км и мощности 100 метров, до глубины более 100 метров характерна высокая однородность калиевого полевошпатового сырья. Калиевый модуль сырья (отношение калия к натрию) составляет 2.4, сумма калия и натрия – 9.5. Эти данные соответствуют требованиям

Государственных стандартов СССР и России, и свидетельствуют о высоком качестве калиевого полевошпатового сырья.

Для обогащения гранитов автором, с сотрудниками, разработана весьма эффективная (сухая) схема (без обычно применяемой флотации). Эта методика отмечена авторским свидетельством на изобретение (метод обогащения руд с помощью термоэлектросепарации)

Из кварц-полевошпатовых пород получены высококачественные кварц-полевошпатовые концентраты с высоким выходом промышленного продукта из породы – до 75%.

Из кварц-полевошпатовых концентратов получена партия опытной фарфоровой посуды 1 сорта.

Запасы кварц-полевошпатового сырья на участке №1 составляют 11.5 млн. тонн – до глубины 100 метров. Примерная стоимость минерального сырья (в недрах) – около 1.5 млрд. долларов. Имеются реальные перспективы увеличения запасов кварц-полевошпатового сырья как по простиранию жилы, так и по её падению (на глубину) – до 15 млн. тонн. Стоимость кварц-полевошпатового сырья может при этом составить 2 млрд. долларов.

Общая оценка промышленных перспектив участка №1
месторождения Надеждинского.

Согласно полученным данным, участок №1 представляет собой крупный и весьма перспективный горно-промышленный объект. Его преимуществами являются:

1) Хорошее транспортно-географическое положение – близость к Амуро-Якутской железнодорожной магистрали, с которой участок связан автомобильной дорогой.

Вполне возможно, что для перевозки руды с данного участка до железной дороги рационально будет использовать грузовые канатные дороги.

2). Комплексное освоение графитовых и калиевых кварц-полевошпатовых руд (одним карьером) существенно повысит экономическую рентабельность производства.

3) Общая стоимость продукции на участке №1 может составить 2.5 млрд. долларов – до глубины 100 метров. Имеются перспективы увеличения (более чем в 1.5 раза – до 4 млрд. долларов) запасов графита и кварц-полевошпатовых руд по их простиранию и на глубину

4) Объем произведенной продукции позволит обеспечить потребности России в графите и калиевом полевошпатовом сырье на 100 лет и может создать предпосылки для экспорта указанной продукции в другие страны.

Литература:

1. Ройзенман Ф.М. Критерии количественной прогнозной оценки графитовых месторождений // Изв. вузов, геология и разведка. – 1997, № 6.
2. Ройзенман Ф.М. Новые перспективные месторождения калиевого и натрово-глиноземистого полевошпатового сырья России (Южная Якутия и Карелия). Статья 1. Калиевое полевошпатовое сырье в Центрально-Алданском горно-промышленном районе // Изв. вузов, геология и разведка. – 1998, № 5.
3. Ройзенман Ф.М. Условия образования и количественный локальный прогноз метаморфогенных месторождений. М.: Изд-во «Щит-М». – 2004.

САМОЕ БОГАТОЕ В МИРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ САМОГО ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННОГО ГРАФИТА ЧЕБЕРЕ В АЛДАНСКОМ РАЙОНЕ ЯКУТИИ

Ройзенман Ф.М.

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва

В настоящее время в России имеется значительный дефицит высококачественного кристаллического графита. На единственном в стране действующем горно-промышленном предприятии, разрабатывающем месторождение Тайгинское в Челябинской области Ю. Урала, содержания графита очень низкие (2-3%). Добыча графита на этом предприятии в год не превышает 4 000 тонн, при потребности России – до 50 000 тонн.

Недостающее количество графита Россия вынуждена покупать в других странах (на Украине и др.). При этом следует отметить, что за последние 15 лет цена на кристаллический графит выросла в 2 раза.

Вместе с тем, в Алданском районе Якутии в 1982 году по рекомендации автора, руководимой им Восточно-Сибирской экспедицией Московского геологоразведочного института (МГРИ) было открыто самое богатое в мире месторождение Чебере с самым высоким качеством кристаллического графита.

Алданский район представляет собой один из наиболее богатых горно-промышленных районов России. В Алданском районе расположены крупные месторождения золота, урана, флогопита, апатита, вермикулита, железных руд, молибдена, редких металлов, горного хрусталя, графита и полевошпатового сырья. В настоящее время развивается инфраструктура Алданского района. Через него проходят Амуро-Якутская железнодорожная магистраль, а также – Амуро-Якутская автомобильная дорога. Это создает благоприятные условия для освоения полезных ископаемых Алданского района.

При проведении работ сотрудниками МГРИ была разработана и применена принципиально новая методика прогноза месторождений графита (метод «электроанизотропии», авторы Ройзенман Ф.М. и др., решение о выдаче патента РФ от 4.01.1992 г.). Эта методика позволила на основании геолого-геофизических работ (до проведения бурения и проходки канав) определять в недрах размеры графитоносных тел, содержания графита и его запасы.

По рекомендации автора на месторождении Чебере, Алданской геологоразведочной экспедицией были проведены разведочные работы. В процессе этих работ было пробурено около 100 скважин. По данным канавных работ и разведочного бурения было установлено, что на участке «Центральном» запасы графита составляют 1.5 миллиона тонн, а содержания графита являются уникально высокими. Среднее содержание графита – 27% (в отдельных пробах содержания достигали 55% !). По содержанию графита участок Центральный месторождения Чебере является самым богатым в мире. Так, если содержания графита на самых

крупных разрабатываемых месторождениях (Завальевское на Украине, Цейлонские месторождения и др.) составляют 5-7%, то на участке Центральном месторождения Чебере в 4 – 5 раза выше !

Особенностью месторождения Чебере является преобладание богатых массивных графитовых руд. Эти руды слагают пластообразные и линзовидные тела протяженностью до 1.5 км при средней мощности 20 м. Такие пластообразные тела массивных руд присутствуют только на месторождении Чебере (в мире таких других месторождений нет).

Еще одной важной особенностью месторождения Чебере является высочайшее качество графита. Для оценки качества графита нами был разработан специальный способ – по «степени кристалличности графита», через «коэффициент кристалличности» Кгф [1, 2]. Этим способом был проведен сравнительный анализ качества графита разных месторождений мира. Были установлены следующие закономерности в распределении «степени кристалличности графита» [1, 2]:

1) месторождения с наименее качественным (скрытокристаллическим)

графитом – Курейское и Ногинское: $\text{Кгф} = 0.6 - 1.05$;

2) полосчатые руды Надеждинского месторождения в Алданском районе Якутии: $\text{Кгф} = 1.1 - 1.3$;

3) месторождение Цейлонское (считающееся эталоном высокого качества графита): $\text{Кгф} = 1.5$;

4) линзовидно-полосчатые руды Надеждинского месторождения: $\text{Кгф} = 1.7 - 2.1$;

5) массивные руды месторождения Чебере: $\text{Кгф} = 1.9 - 2.2$.

Как видно из этих данных, графит месторождения Чебере по качеству намного (в 1.5 раза) превосходит лучшие Цейлонские руды.

При этом нужно учесть, что Цейлонские графитовые руды являются прожилковыми, а графиты Чебере – мощными пластовыми (монокристаллическими), что определяет и наилучшие промышленные свойства графитов Чебере.

С учетом высочайшего качества графита месторождения Чебере, общая стоимость графита (в его недрах) может быть оценена в 1 миллиард долларов.

Технологические возможности производства графита.

В настоящее время во всем мире главным способом извлечения графита из руды является флотация. Этот метод связан с применением вспенивающихся флотационных жидкостей, которые позволяют извлекать до 95% графита из руды. Вместе с тем, захоронение или утилизация флотационных отходов создают серьезные экологические проблемы и связанные с ними крупные финансовые затраты.

Автором, совместно с сотрудниками, разработан и запатентован принципиально новый метод обогащения руд неметаллических полезных ископаемых (метод термoeлектроcепарации). Этот метод позволяет обогащать руды в сухом виде, что существенно улучшает экологические и экономические условия обогащения. Пока что этот метод успешно опробован при обогащении полевошпатовых руд. Но имеются принципиальные предпосылки для опробования его и на графитовых рудах. При успешном результате этих исследований, сухое обогащение может дать значительный эколого-экономический эффект.

Горно-технические условия добычи графита на месторождении Чебере весьма благоприятные – мощность вскрышных пород всего 1-2 м.

Из приведенных данных следует, что месторождение Чебере является самым богатым в мире месторождением графита (с его средним содержанием 27%, что в 4 – 5 раз выше, чем на крупнейших в Европе украинских месторождениях). Графит месторождения Чебере является также самым высококачественным в мире (в 1.5 раза более качественным, чем наиболее высококачественные в мире Цейлонские графиты). Крупные запасы месторождения Чебере могут обеспечить производство кристаллического графита по 50 000 тонн в год, что обеспечит потребности России в течение 30 лет. Общая стоимость добытого графита может составить на месторождении Чебере 1 млрд. долларов.

Литература:

1. Ройзенман Ф.М. Критерии количественной прогнозной оценки графитовых месторождений // Изв. вузов, геол. и разведка. – 1997, №5.
2. Ройзенман Ф.М. Условия образования и количественный локальный прогноз метаморфогенных месторождений. – М.: Изд-во Цит-М. 2004.

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИНЕ ВЫСОКОЙ СУЛЬФИДНОСТИ РУД ОМСУКЧАНСКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИБА

Савва Н.Е.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО, г. Магадан, savva@neisri.ru*

Среди металлогенических зон и провинций Северо-востока России месторождения Омсукчанского рифтогенного прогиба отличаются повышенной сульфидностью и уступают в этом только Омuleвскому поднятию, где широко распространены стратиформные сульфидные залежи (рис. 1).

Вопрос о причинах высокой сульфидности Омсукчанского рифта рассмотрен с позиций сингенетического сульфидного гидротермального литогенеза, во многом присущего колчеданным месторождениям. В развитие этого представления в последнее время внесен значительный вклад [6, 1, 2]. Авторами показаны различные варианты формирования колломорфных сульфидных корок и гидротермальных труб «черных курильщиков», включающие гидротермальный литогенез, и одновременный диагенез, то есть гидротермальный литогенез рассматривается как рудоформирующий. В Омсукчанском континентальном рифте не исключается возможность образования сульфидов по такому же механизму [3], на это указывает ряд признаков.

Впервые рифтогенную природу Балыгычано-Сугойского прогиба описал Р.Б.Умитбаев, который, в качестве главных факторов для ее

обоснования выделил строго линейную форму прогиба, наличие штоков, даек и силлов пикритоидов, заполнение его мощными терригенными угленосными толщами достигающими 4,5 км (подобных мощностей нет ни в одной из позднеорогенных впадин), а рифтогенные этапы развития прогиба условно датировал неокомом – внедрение гипербазитов и излияние аскольдинских риолитов [5].

Омсукчанский рифтограбен (Балыгычано-Сугойский прогиб) – структура, насыщенная проявлениями разнообразного оруденения протягивающаяся в субмеридиональном направлении на расстояние около 300 км. Прогиб заложен по Балыгычанскому глубинному разлому и является трансформным по отношению к Приохотскому поясу разломов, протягивающемуся вдоль Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Это региональная геологическая сруктура, сформированная в ранне-позднеюрско-меловое время по субмеридиональным глубинным разломам и наложенная на складчатые осадочные толщи верхоянского комплекса. Рифтогенная природа прогиба подтверждается контрастностью раннемеловых магматических образований, с резко выраженным ультракалиевым профилем кислых разностей. Он заполнен мощной нижнемеловой континентальной вулканогенно-осадочной угленосной молассой, несогласно перекрытой верхнемеловыми вулканическими покровами. Осовой глубинным разломом, хорошо выражен в рельефе и четко фиксируется по геофизическим и геологическим данным. Вулканисты здесь слагают узкое ответвление пояса, поперечное к его основному направлению и ориентированное вдоль Балыгычано-Сугойского прогиба. Глубинный разлом и оперяющие его разрывы контролируют основные рудоносные и магматические зоны. Металлогеническая специализация включает месторождения Ag, Sn, Au, Pb, Zn, W, редких и редкоземельных элементов. Вдоль разлома происходили левосторонние сдвиговые движения, которые создавали зоны растяжения, служившие проводниками глубинного флюида и по которым осуществлялся транспорт мантийного и корового вещества. Балыгычано-Сугойский прогиб можно считать типичным рифтограбеном, осевая зона которого по особенностям строения и развития сходна со срединно-

океаническими зонами спрединга, при этом в условиях сжатия литосферы формировались декомпрессионные криптозоны, благоприятные для проявления интенсивного интрузивного магматизма, параллельные структурам сжатия рифтограбена, которые фиксируются выходами на поверхность протяженных поясов меловых интрузий [4].

Одна из таких зон была прослежена автором в районе олово-серебряного месторождения Труд, которое приурочено к Балыгычано-Сугойской оловоносной зоне, специализированной также на Pb, Zn, W. Месторождение находится в 74 км от Омсукчанской ветви основной Колымской трассы. Выходы наиболее продуктивных жил отмечаются в верховьях руч. Труд и Луковый, притоках руч. Трог. Оруденение прослежено на глубину 150 м. Касситерит-кварц-сульфидные, сульфидно-кварцевые, кварц-турмалиновые жилы и минерализованные зоны протяженностью в сотни метров, приурочены к центральной части глубинного разлома и локализованы в крутопадающих трещинах преимущественно северо-западного простирания. Они сложены, хлоритом, кварцем, касситеритом, арсенопиритом, гидрослюдами, кальцитом, блеклыми рудами, станнином, турмалином, анатазом, флюоритом, пирротинном, брукитом, апатитом. Руды характеризуются высокими содержаниями Mn, Sn, Ag, Cd, In, и повышенными концентрациями Co, Tl, Sr, Ba, V, Yb.

Концентрически-зональные сульфидные образования отобраны в бассейне руч. Трог, где в обрывах каньонообразной долины отмечаются линейные выходы ультракалиевых лейкогранитов субмеридионального простирания, контролируемые зоной глубинного разлома, прорывающие отложения угленосной молассы и сопровождающиеся мощной сульфидизацией вдоль экзоконтактов. Она представлена массивными сульфидными агрегатами колломорфного сложения, в которые входят пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит и сидерит, с поздней наложенной олово-серебряной минерализацией.



Рис. 1. Распространенность основных сульфидов в рудах месторождений Северо-Востока России (высота столбика на диаграмме соответствует общей сульфидности руд).

По оси абсцисс месторождения: 1 - Дукат, 2 - Гольцовое, 3 - Арыллах, 4 - Мечта, 5 - Тидид, 6 - Луна, 7 - Малый Кэн, 8 - Ирча, 9 - Джульетта, 10 - Нявленга, 11 - Сентябрьское, 12 - Теплое, 13 - Ойра, 14 - Хаканджа, 15 - Эвенское, 16 - Карамкен, 17 - Утесное, 18 - Финиш, 19 - Аган, 20 - Кочевой, 21 - Тигрец- Индустрия, 22 - Токичанское, 23 - Школьное, 24 - Мраморное, 25 - Кыплатап, 26 - Сопка рудная, 27 - Марс, 28 - Кегали, 29 - Ольча, 30 - Седой, 31 - Кубака, 32 - Кунарево, 33 - Широкое, 34 - Тихое, 35 - Дацитовое, 36 - Урультун-Озерное, 37 - Гай.

При детальном изучении установлено, что сульфидные скопления обнаруживают сходство с «диффузерами» задуговых бассейнов, описанными В.В. Масленниковым [2]. Это мелкие трубы (в срезе – овоиды) подобные образованиям «черных курильщиков» с многочисленными горизонтальными и вертикальными каналами. Их оболочка сложена гроздьевидными агрегатами коломорфного пирита, замещенного ферригидритом. Внутренняя часть – дендритовидным марказитом, и радиально-концентрическими скоплениями сфалерита и халькопирита (рис 2 а,б). Находки подбных агрегатов широко распространены в рудах серебро-полиметаллических и олово-серебряных месторождений в Оmsукчанском рифтограбене (см. рис.2 в,г). К сказанному можно добавить, что широкие вариации содержаний изотопов ^{207}Pb и ^{208}Pb по сравнению с ^{206}Pb установленные в галенитах из месторождений Оmsукчанского рифтограбена ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 18,323$, а $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - 0,850$) объясняются большой

долей участия древнего свинца корового происхождения, возникшего в среде с высокими отношениями U/Pb и Th/U. Модельный возраст свинца для этих галенитов, дает отрицательные значения, что может быть объяснено поступлением по осевому разлому рифта корового свинца вместе с другими сульфидами и его последующее отложение в рудах.

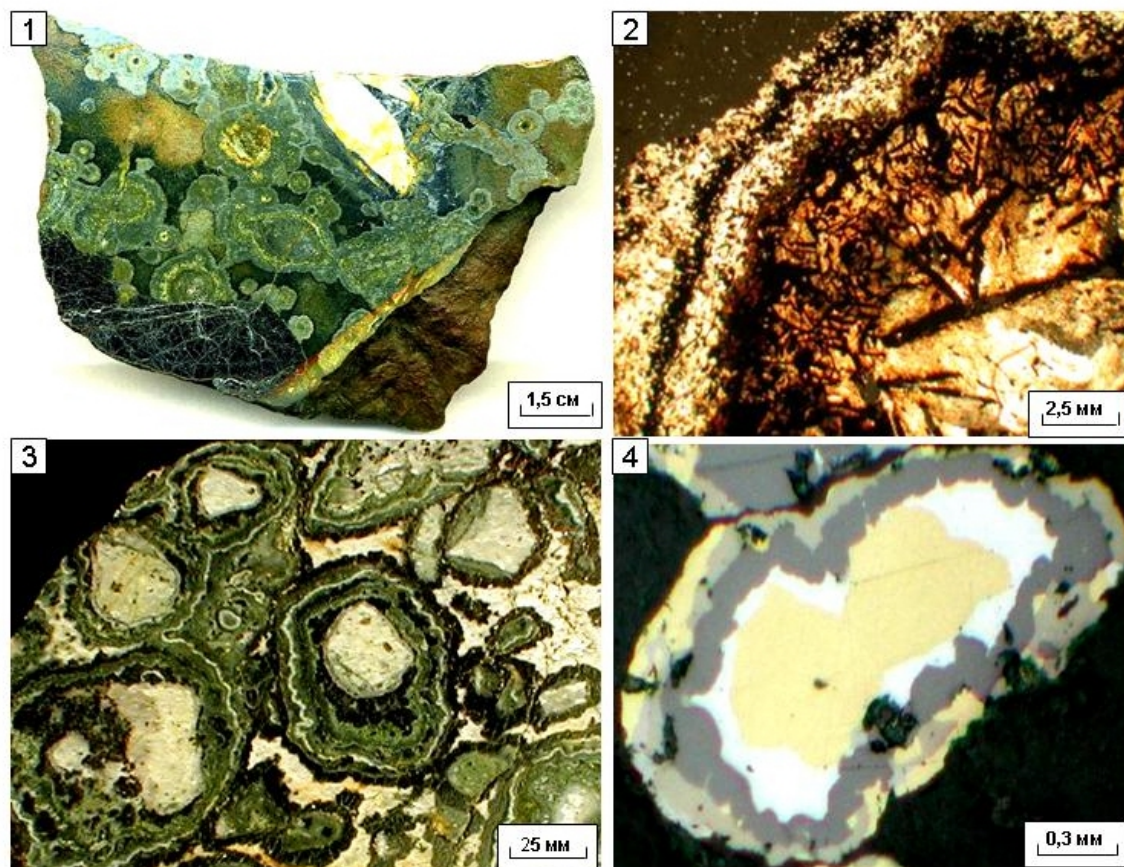


Рис. 2. Концентрически-зональные сульфидные образования из месторождений Омсукчанского рифто-грабена: 1,2 – месторождение Труд: 1 – «диффузорные» трубчатые образования; 2 – внутреннее строение трубки (в проходящем свете); 3, 4 – концентрически зональные сульфидные образования; 3 – месторождение Дукат; 4 – месторождение Мечта.

Возможно, что в Омсукчанском районе существуют крупные колчеданные залежи сульфидных руд, которые пока не востребованы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 12-05-00443-а.

Литература:

1. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: И Мин УРО РАН, 2006. 384 с.

2. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз, и экология палогидротермальных полей (на примере Южного Урала) Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
3. Савва Н.Е. Особенности металлогении континентального рифта на примере Дукатского рудного района // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С.196-220
4. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы и рифтограбены // Тихоокеанская геология, 1996, № 6. С. 44-72.
5. Умитбаев Р.Б. Охоско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 286 с.
6. Hannington V.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. Physical, chemical process of seafloor mineralization at mid-ocean ridges // Seafloor hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions. Geophis, Monograph, Washington, DC: Am. Geophis.Union, 1995. V. 91.P. 115-157.

К ВОПРОСУ О РОЛИ КИСЛОТНО-СУЛЬФАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА В ЭПИТЕРМАЛЬНОМ ОБРАЗОВАНИИ СУЛЬФИДОВ И СЕЛЕНИДОВ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Савва Н.Е.¹, Пальянова Г.А.², Журавкова Т. В.³

¹ *Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО г. Магадан (savva@neisri.ru)*

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

³ *Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск*

Сульфиды и селениды золота и серебра – селенистый ютенбогаардтит, селенистый акантит, агвиларит, фишессерит образуются в ходе эпитеpмального минералообразования и ассоциируют с электpумом и полисульфидами свинца и цинка. Важную роль в этом процессе играет кислотно-сульфатный метасоматоз, с которым связано формирование полей вторичных кварцитов и палеосольфатар.

Золото-серебряные сульфиды и сульфоселениды на золото-серебряных месторождениях образуются в различных термодинамических обстановках и при определенных физико-химических условиях, возникающих на различных этапах формирования месторождений. Разработанная нами модель палеосольфатарного образования этих минералов на Au-Ag месторождении Купол [4] показала, что одним из индикаторов, указывающих на возможность обнаружения ютенбогаардтита, может служить гипогенный ярозит в ассоциации с самородной серой. В связи с этим мы прогнозируем наличие золото-серебряных сульфидов и селенидов в рудах месторождений Светлое (Охотский район), для которого описан кислотно-сульфатный метасоматоз Л.Ф. Мишиным [2], и Аган (Примагданье), где широко проявлены вторичные кварциты с алунитом, гипогенным ярозитом и самородной серой (аргиллизация и алунитизация) [1]. Отметим, что геохимическая специализация вмещающих пород этой территории не только оловянная, но и медно-молибденовая, а ее необычная металлогения и минералогеохимические черты во многом связаны с особенностями глубинного строения, геодинамикой и приуроченностью к границе континентального и переходного литосферных блоков [3] и их геология во многом сходна. Ниже в табл. 1 дана краткая геолого-минералогическая характеристика. Сравнительный анализ выявляет специфику минерального состава каждого из месторождений. Для их руд характерно присутствие минералов олова: для Светлого – касситерита, для Агана - селеноканфилдита. Переходная зона обеспечивает положительную корреляцию Ag с Sn, Cu, Mo. Установленные в рудах гипогенный ярозит и элементарная сера являются индикатором не только кислотно-сульфатного метасоматоза, но и возможного присутствия самородного золота и Au-Ag сульфидов, сульфоселенидов и селенидов. Наличие S, Se, Hg и Sb в рудах обеспечивается газовыми эксгаляциями крупных вулканоструктур, с которыми связаны рассматриваемые месторождения. На примере Купола было показано, что образование сульфидов и селенидов золота и серебра может происходить с участием серы и селена сольфатар или при непосредственном взаимодействии вулканических газов (SO_2 , H_2S , H_2Se ,

S₂, Se₂), или их конденсатов, или гидротерм, насыщенных вулканическими газами и содержащих растворенные компоненты (такие как HSO₄⁻, SO₄²⁻, H₂S, H₂Se, HSe⁻, H₂SeO₃, HSeO₃⁻, SeO₃²⁻ и др.).

Нами проведены термодинамические расчеты и построены диаграммы Eh-pH и lg fO₂-pH для систем Au-Ag-S-H₂O и Ag-Se-H₂O при разных значениях активностей растворённой серы (0.1 ÷ 0.001m) и селена (10⁻⁴ ÷ 10⁻⁷ m) в водном растворе для температур 100, 200 и 300°C. На рис. 1 показаны поля устойчивости акантита, ютенбогаардтита, петровскаита, а также самородных серы, серебра и золота при 100°C для суммарных активностей растворённой серы, равной 0.001m. Хорошо видно, что поле петровскаита весьма узкое и находится преимущественно в сильноокислой среде в окислительно-восстановительных условиях вблизи линии сульфид-сульфатного равновесия. Поле ютенбогаардтита более широкое по сравнению с петровскаитом и располагается, как в области слабоокислых, так и близнейтральных растворов.

Поле устойчивости акантита охватывает более широкий интервал pH, включая область ещё и слабощелочных растворов. Увеличение суммарных активностей растворённой серы в растворе до 0.1m будет приводить к расширению диапазона по окислительным условиям и pH. Образование Au-Ag сульфидов возможно, как в восстановительных условиях при участии сульфидных компонентов (H₂S и HS⁻), так и в окислительной среде, когда доминируют сульфатные (HSO₄⁻ и SO₄²⁻) формы серы в растворе. Важно, что область существования самородной серы лежит в пределах полей устойчивости акантита, ютенбогаардтита и петровскаита. Термодинамические расчеты в системе Ag-Se-H₂O показали устойчивость селенида серебра в поле устойчивости самородного селена в окислительно-восстановительных условиях вблизи линий селенид-селенитного равновесия. Поле устойчивости ярозита по данным C.Arslan, F. Arslan[5], располагается в окислительной среде в сильноокислых растворах, где доминируют сульфатные формы серы.

Таблица 1.

Сравнительная характеристика Au-Ag месторождений Светлое и Аган

Характеристики сравниваемых объектов	Эпитермальные Au-Ag месторождения Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП)	
	Месторождение Светлое (Охотский район)	Месторождение Аган (Примагаданье)
Первые сведения о золотоносности	Фролов В.Н., 1977 г.	Красильников А.А., 1971 г.
Металлогеническая специализация	Переходная от Cu-Mo к Sn (граница континентального и переходного литосферных блоков)	
Геолого- структурная позиция	*Ульинский прогиб (Охотская ветвь ОЧВП), район Дюльба- кинской вулкано-тектонической структуры оседания в Секчин- ской вулканоструктуре	**Аганская вулкано-тектони- ческая депрессия (ОЧВП), приурочена к Арманской вулканоструктуре (восточный фланг Нельканджинской вулкано-тектонической депрессии)
Вмещающие породы	*Андезиты, андезидациты и туфы андезитов учуликанской свиты и дациты с прослоям туфов и кристаллокластических игнимбритов (K ₂)	Андезиты нараулийской свиты и риолиты, сферориолиты, туфы и гиалоигнимбриты хольчанской свиты (K ₂)
Интрузивные образования	*Субвулканические образования дацит риолитовых, андезибазальтовых и андезито- вых комплексов	В обрамлении депрессии субвулканы кислого состава, и гранитоидный массив Сфинкс; на левобережье руч. Аган экструзивное тело дацитов
Метасоматические изменения	*Алунитовые и диккитовые кварциты и монокварциты	Аргиллизиты, алунитовые квар- циты, монокварциты
Главные рудные минералы Сульфиды и селениды золота и серебра	Кварц, <i>ярозит</i> , гематит, <i>касситерит</i> , теллуриды Bi, электрум, акантит, кюстелит Селенистый ютенбогаардтит, нестехеометричный фишессерит, селенистый акантит	Кварц, тридимит, <i>ярозит</i> , гематит, электрум, прустит, <i>селеноканфильдит</i> (Se до 8,24 Te до 1 мас. %) Юенбогаардтит, селенистый акантит
Геохимическая специализация Au-Ag руд	* Ba, As, Se, <u>Sn</u> , <u>Cu</u> , <u>Mo</u> , , Pb, Zn	Ba, As, Se, <u>Sn</u> , <u>Cu</u> , <u>Mo</u> , Pb и Zn

* по С.Ф.Мишину [2]

** по Р.А.Еремину [1]

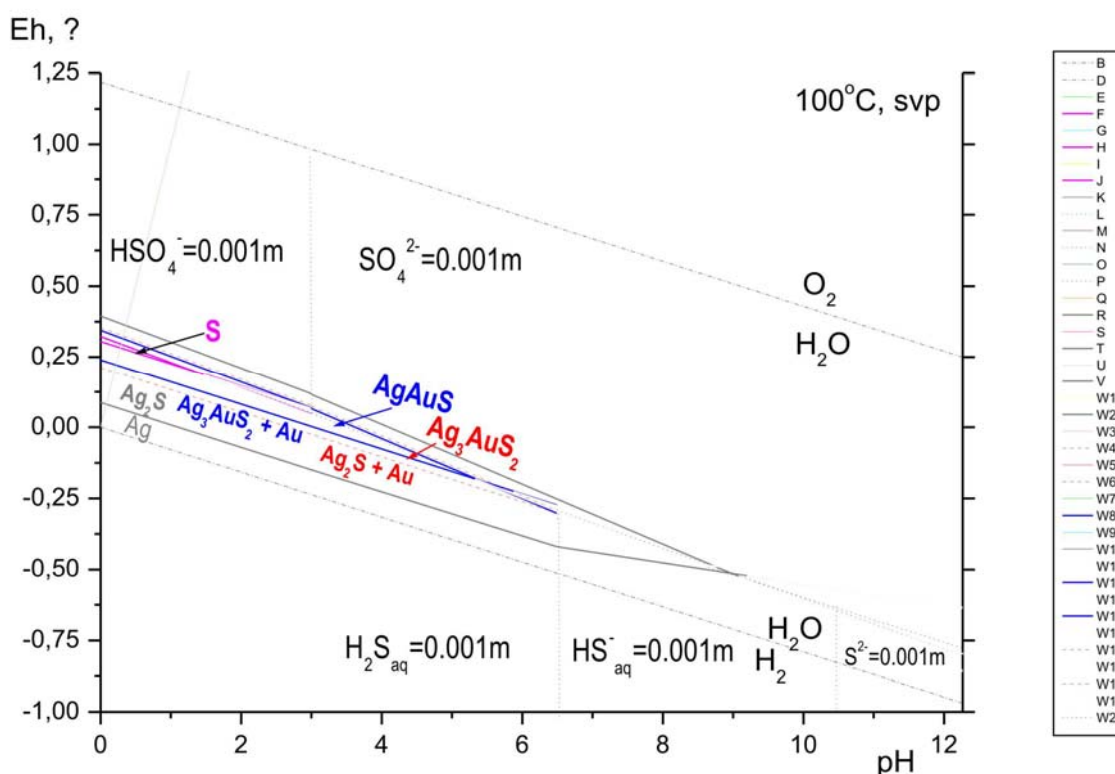


Рис. 1. Eh-pH диаграмма, показывающая поля устойчивости компонентов в системе Ag-Au-S-H₂O при 100°C (1 бар) и суммарной активности серы $\Sigma S = 0.001$. Штрих-пунктир – пределы устойчивости воды, точечный пунктир разделяют поля преобладания растворённых форм серы в воде при заданных T, P-параметрах.

Результаты термодинамических расчетов подтверждают, что области устойчивости сульфидов и селенидов золота и серебра перекрывают поля устойчивости ярозита и самородной серы и селена в окислительной среде в сильноокислых растворах при высоких активностях серы и селена. При наличии ярозита и самородной серы в рудах эпитермальных золото-серебряных месторождений с признаками кислотно-сульфатного метасоматоза, следует прогнозировать присутствие сульфидов, сульфоселенидов и селенидов золота и серебра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проекты №11-05-00007-а, №12-05-00443-а, № 11-05-00504-а и ДВО РАН проект № 12-II-0-08-028

Литература:

1. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974. Труды СВКНИИ ДВО АН СССР, вып. 43. 134 с.

2. Мишин Л.Ф Вторичные кварциты и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Россия) (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Тихоокеанская геология, 2011, т.30, № 4. С. 32-48.
3. Савва Н.Е., Брызгалов И.А., Тюкова Е.Э. Олово-порфировая формация Прикарамкенья (Геолого-структурные и минералогические особенности) // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2009, №4. С.2-17.
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, №53, С. 457-466.
5. Arslan C., Arslan F. Thermochemical Review of Jarosite and Goethite Stability Regions at 25 and 95°C //Turkish J. Eng. Env. Sci. 2003, 27 , p.45-52.

О ВЛИЯНИИ СЕЗОННЫХ ОХЛАЖДАЮЩИХ УСТАНОВОК НА ИЗМЕНЕНИЕ МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА УЧАСТКАХ СТРОИТЕЛЬСТВА КРУПНЫХ ЗДАНИЙ В Г. ЯКУТСКЕ

Семерня А.А., Ефремов В.С, Данзанова М.В.

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

В последнее время строительство новых зданий и сооружений в г. Якутске проводится в основном на участках сноса старого деревянного жилого фонда. Отсутствие централизованного водоснабжения и водоотведения в таких зданиях откладывает свой отпечаток на мерзлотные и гидрогеологические условия территории. Это выражается, прежде всего, в отоплении и засолении грунтов оснований. Концентрация солей в чашах протаивания под подобными сооружениями в совокупности с процессами промерзания и протаивания грунтов, приводят к формированию техногенных водоносных надмерзлотных таликов. Талые засоленные грунты обладают низкой несущей способностью, а содержащиеся в них надмерзлотные воды оказывают негативное воздействие на свайные фундаменты возводимых сооружений.

Изучение техногенных надмерзлотных таликов и решение вопросов, связанных с предпостроечной подготовкой грунтов, становятся весьма актуальными проблемами, так как на территории г. Якутска подобные талики имеют широкое развитие, а темпы сноса старых индивидуальных построек и застраивание этих площадей активно набирают обороты. Одним из методов укрепления талых водоносных грунтов является их принудительное промораживание с помощью сезонных охлаждающих установок (СОУ).

В 2010 – 2012 гг. Институтом мерзловедения им. П.И. Мельникова, по договору с ООО НВЦ «Геотехнология» проводилось изучение формирования температурного режима грунтов на участке строительства спортивного комплекса «Триумф», с техногенно нарушенными мерзлотными и гидрогеологическими условиями. В задачи исследований входило оценка изменения температурного поля под воздействием СОУ на глубинах до 10 м.

В геоморфологическом плане участок находится на второй надпойменной террасе р. Лены и примыкает к восточному берегу оз. Сайсаары. Мощность озерно-аллювиальных отложений в пределах участка составляет 23,5 м. Сверху до глубины 10 м они представлены супесями и суглинками, реже мелкозернистыми песками, а глубже – среднезернистыми песками. Повсеместно эти отложения перекрыты сверху слоем насыпных грунтов мощностью 0,7-4,3 м. По результатам инженерно-геологических изысканий на территории строительства, установлена таликовая зона, которая как в плане, так и в разрезе имеет сложное строение. В марте 2007 г. при бурении скважин глубиной 10-15 м разобщенные линзы талых водонасыщенных пород были вскрыты на глубине от 1,5 до 4,2 м. Минимальная мощность водоносного слоя (0,7 м) была отмечена в северной части застраиваемой территории, а максимальная (7,4 м) вскрыта в центральной ее части. По отношению к ММП рассматриваемые воды относятся к водам надмерзлотных несквозных таликов. Воды хлоридно-гидрокарбонатные, натриево-магниевые-кальциевые с минерализацией от 1,8 до 2,5 г/л, а температура начала их кристаллизации изменяется от - 0,5 до -0,8°С.

Режимные наблюдения за температурным состоянием грунтов оснований под зданием строящегося спортивного комплекса до глубины 10 м были начаты сотрудниками лаборатории подземных вод криолитозоны Института мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН в мае 2010 г. в период установки СОУ на всей площади заложения свайного фундамента. Первоначально наблюдения проводились по 19 геотермическим скважинам. С августа 2010 г по март 2011 г на строительной площадке были пробурены дополнительные наблюдательные геотермические скважины, общее количество которых в конечном итоге достигло 28.

Согласно геотермическим замерам, проведенным в начале мая 2010 г, на всей территории строительства, когда действие СОУ еще не было выраженным, температура грунтов на глубинах от 3,0 до 10, м изменялась от $-0,3$ до $-9,9^{\circ}\text{C}$. Самая высокая температура на глубине 3,0 м отмечалась в юго-западной и центральной частях стройплощадки (Скв. № 14, 17, 7, 3, 6) и была равной $-0,3^{\circ}\text{C}$. На глубине 5,0 и 10,0 м высокая температура грунтов (от $-0,1^{\circ}\text{C}$ до $-0,8^{\circ}\text{C}$) отмечена так же в юго-западной и центральной частях строительства спорткомплекса. Низкие температуры (от $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $-9,9^{\circ}\text{C}$) были зафиксированы исключительно по периферийной части застраиваемой территории. Сезонное протаивание мерзлых пород происходило не равномерно, минимальная мощность СТС (1,2 – 1,9 м) наблюдалась по периметру спортивного комплекса (скв. № 2; 3; 1; 4; 20; 24; 25; 22; 17), а максимальная была отмечена в центральной части площадки, где она достигала 2,0 – 2,3 м, (скв. № 14; 13; 6). Разница глубины протаивания грунтов была связана с разным количеством солнечного тепла, поступающего на поверхность стройплощадки. По периметру стадиона уже в начале теплого периода на сваи были установлены плитные перекрытия, что вызвало затенение поверхности грунта, тогда как центральная часть оставалась свободной для поступления солнечного тепла.

Таким образом, по имеющимся геотермическим данным в 2010 г, была выявлена и ооконтурена высокотемпературная зона, которая прослеживалась от береговой линии озера Сайсары до центральной части строительной площадки (Рис. 1). Температуры грунтов в пределах этой

зоны (скважины № 17; 8; 14; 3 и 7) на глубинах от 3,0 до 6,0 м варьировали от $0,0^{\circ}\text{C}$ до $-1,0^{\circ}\text{C}$. Самые высокие температуры грунтов отмечались в центральной части рассматриваемой территории (скв. № 14), в интервале глубин 3,5 - 10 м и составляли $0,0^{\circ}\text{C} \dots -0,4^{\circ}\text{C}$.

Поскольку высокотемпературная зона имела вытянутую форму в сторону озера Сайсары, было выдвинуто предположение о возможной взаимосвязи надмерзлотных грунтовых вод техногенного талика развитого на застраиваемой территории с поверхностными водами озера.

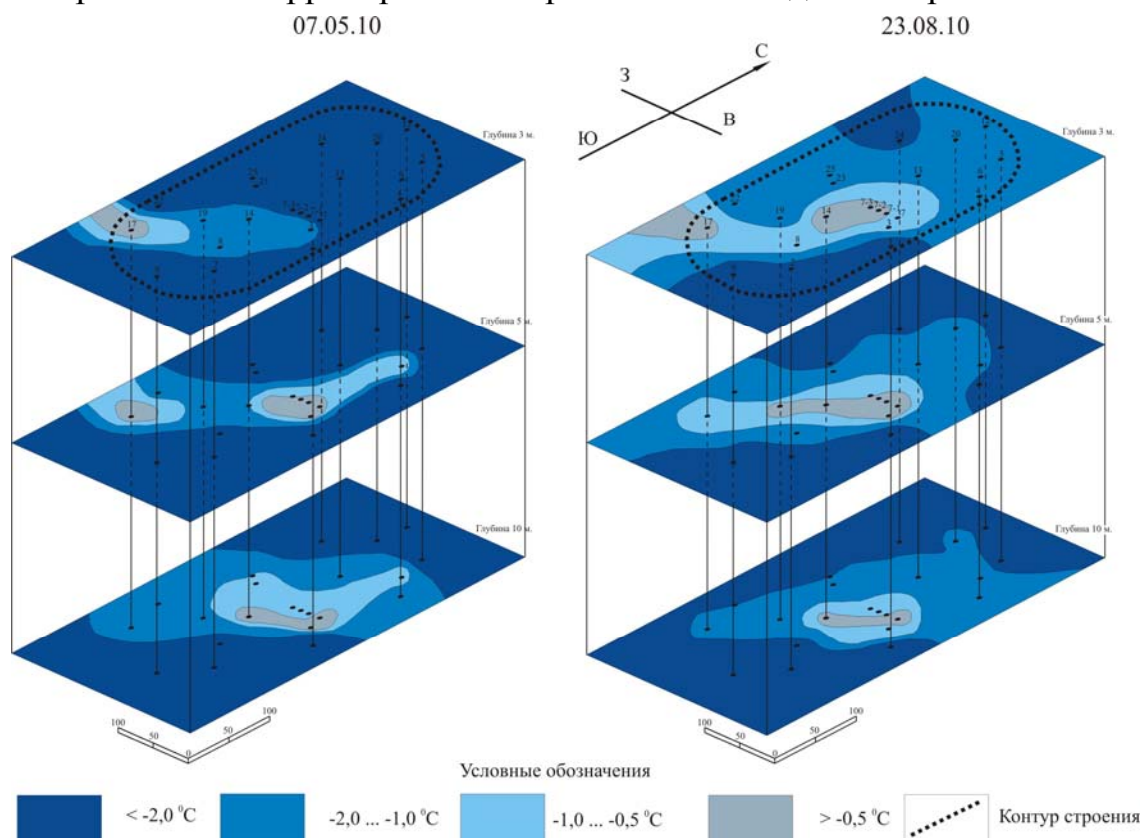


Рис. 1. Картограммы термоизогипс грунта на различных глубинах по состоянию на май и август 2010 г.

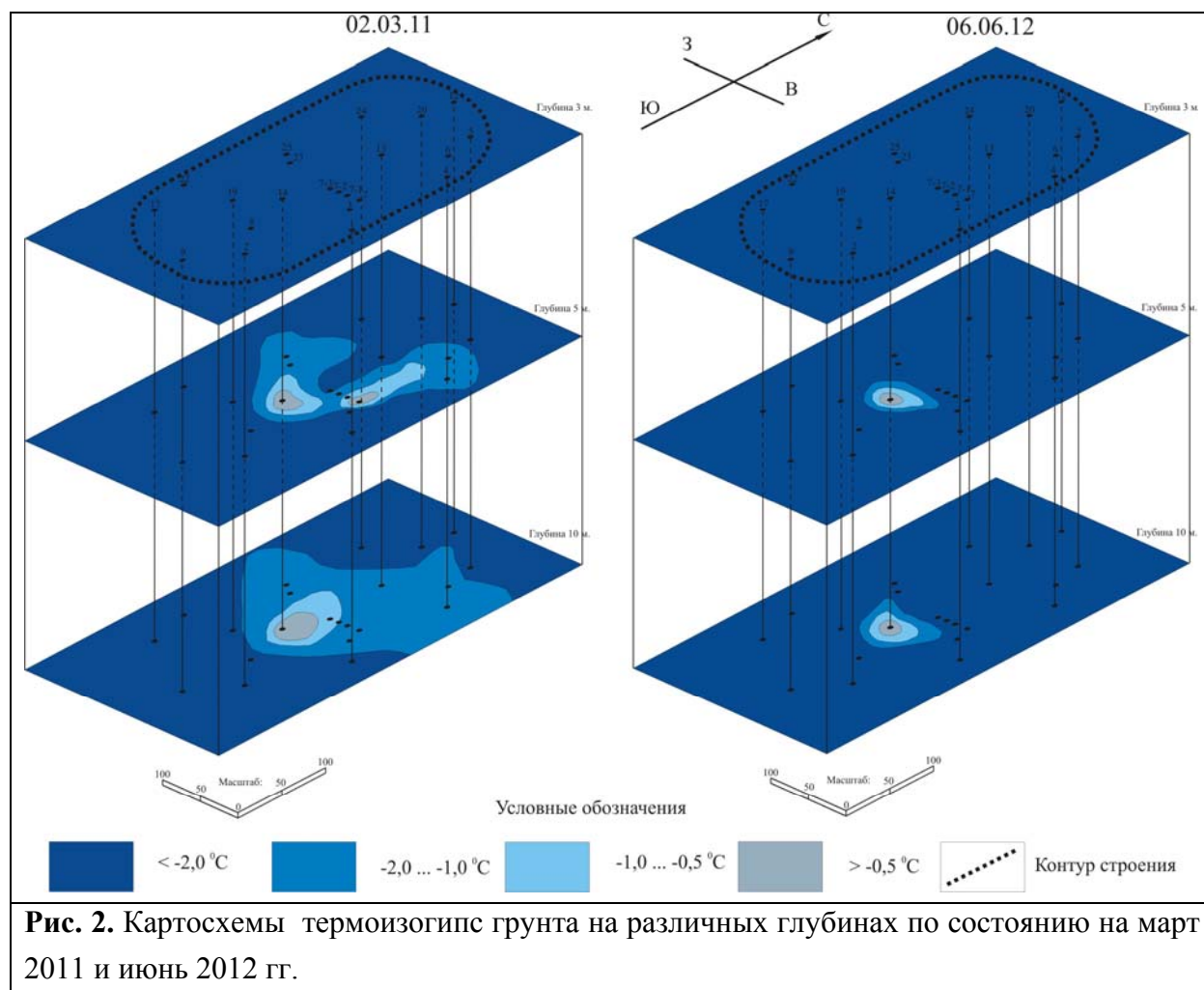
Для изучения гидрогеологической обстановки вблизи озера в марте 2011 г. была пробурена зондировочная скважина №17/1, которая впоследствии была переоборудована для геотермических измерений. В процессе бурения этой скважины талый обводненный слой был вскрыт в интервале 2,5 - 3,0 м. Согласно данным гидрохимического опробования, вода слабосолоноватая (минерализация 3,4 г/л), по химическому составу

хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная, магниевое-натриево-кальциевая
Температура грунтов в интервале обводненного слоя составляла $-0,3^{\circ}\text{C}$.

На основании бурения и полученных геотермических данных, было рекомендовано провести дополнительные мероприятия по промораживанию грунтов оснований до глубины 6-7 м по профилю геотермических скважин № 25, 22, 17 и 9.

Установка СОУ в зиму 2010 – 2011 гг способствовала понижению температуры грунтов и началось промораживание таликовой зоны (Рис. 2).

Сопоставление картосхем термоизогипс грунтов за период с 2010 по 2012 г.г. показывает, что за это время таликовая обводненная высокотемпературная зона значительно сократила свои размеры и приобрела замкнутую форму. Тем не менее в центральной части рассматриваемой площади сохраняются высокие температуры грунтов ($-0,5 \dots -0,3$), в интервале от 4,5 до 10 м (См. рис. № 2. 06.06.12).



Данный факт можно объяснить тем, что после приобретения таликом замкнутой формы в результате работы СОУ, по его периметру началось интенсивное охлаждение грунтов и как следствие - постепенное промерзание талика. Как известно, промерзание подземных вод в замкнутой системе сопровождается повышением гидростатического давления и концентрирование солей в талой области [1]. Эти два фактора способствуют понижению температуры начала кристаллизации порового раствора и как следствие – длительному сохранению талой области в центральной части промораживаемой таликовой зоны.

Наличие в грунтах основаниях спорткомплекса водоносного талика с повышенным гидростатическим давлением и высокой минерализацией воды может негативно отразиться на устойчивости здания и привести к необратимым последствиям, вплоть до разрушения свайных опор в центральной его части. В связи с этим необходимо принять срочные меры по ликвидации водоносного талика, развитого под спорткомплексом и вести постоянный контроль за температурным состоянием грунтов и свайным фундаментом.

Одним из методов может являться бурение наклонных гидрогеологических скважин для откачки грунтовых вод из основания таликовой зоны.

Литература:

1. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Издательство «НАУКА», Сибирское отделение, Новосибирск 1981. 152 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ДИСТАНЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НЮЕКТАМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Сенкевич В.С.

*Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии
Геофизики и Минерального Сырья, г. Новосибирск, 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. Нюектаминский рудный узел 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.

Размещение оруденения Нюектаминского рудного узла контролируется частично вскрытым массивом гранодиоритов–Кыгылтасский шток. Массив фиксируется магнитной аномалией, что говорит о прямой генетической, так и парагенетической связи отдельных рудопроявлений с магматизмом. Наиболее четкая пространственная связь с интрузивами наблюдается для рудопроявления молибденит-кварцевой формации, располагающегося в эндо- и экзоконтактах штока гранодиоритов, и рудопроявлений полиметаллической формации (сфалерит-пирротинового типа), связанных с полями сульфидизированных пород пород (рудопроявление Молибденитовое, Красный Au и Ag в пиритах присутствует повсеместно: 1,14 г/т и 12,5 г/т.). 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) (Рис. 1 и 3).

Геологическая позиция узла определяется широким развитием продольных и поперечных разрывных нарушений, осложняющих сводовую часть Кысылтасской антиклинали, сложенной алевролитами и песчаниками серджахской, чочимбальской, имтанжинской, солончанской и кыгылтасской свит нижнего и среднего карбона. Магматические образования представлены дайками лампрофиров, диоритовых порфиров, гранодиорит - и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, мелким штоком в верховьях р. Кысылтас. Полоса распространения секущих и пластовых рудных тел контролируется двумя разрывными нарушениями долготного простирания. (Рис. 3) Это Кельтерский и Кысылтасский разломы. Кинематика разломов носила как сдвиговый, так и сбросовый характер. Сдвиги фиксируются геологическим картированием по смещениям маркирующих пластов песчаников и алевролитов в среднем течение руч. Кысылтас. Характер сдвигов правосторонний с горизонтальной амплитудой в первые сотни метров. Сбросовая кинематика Кельтерского и Кысылтасского разломов подчеркивается цепочками узких и довольно глубоких – провальных озер и водопадов.

Закономерность в распределении участков с интенсивным оруденением в пределах рудоконтролирующих разломов определяется оперяющими сколами северо-восточного простирания. Главным способом отложения минералов в жилах является кристаллизация в открытых полостях, иногда имевших значительные размеры. Отсутствие метасоматических преобразований вмещающих песчаников также свидетельствует о рудоотложении в условиях растяжения.

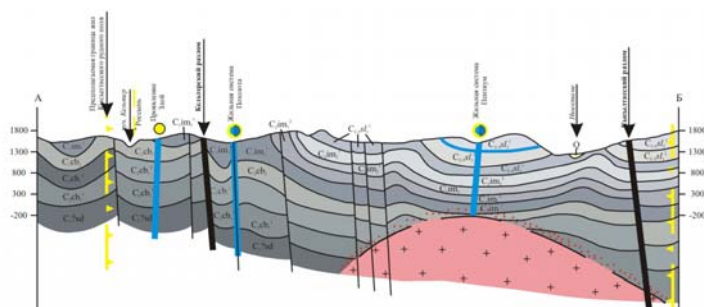
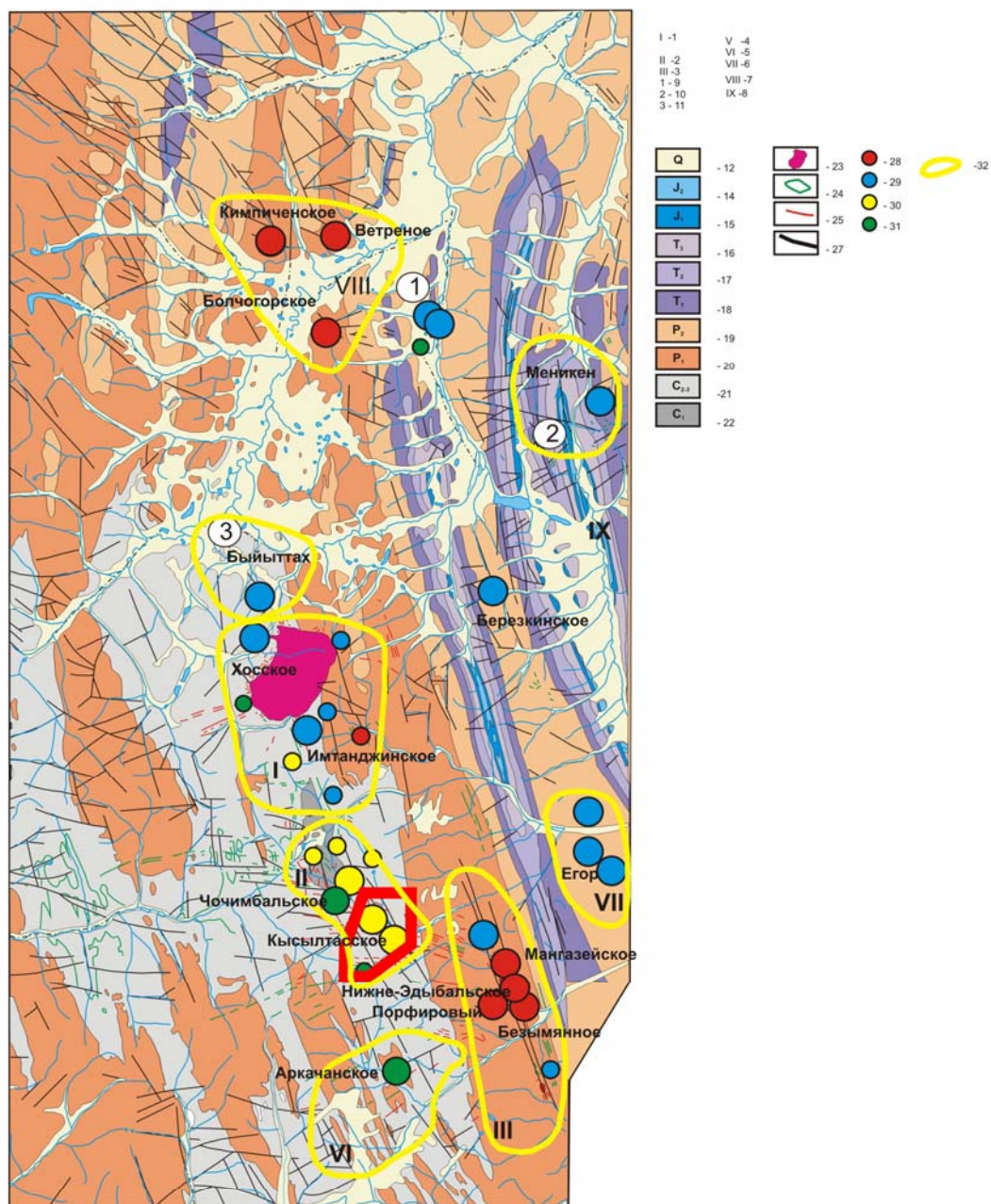


Рисунок 1

Рис. 1. Схема размещения месторождений и рудных узлов Западно-Верхоянской металлогенической зоны и модельный разрез Ньюектаминского рудного узла. 1-Хобояту-Эчийский рудный узел; 2-Ньюектаминский рудный узел; 3-Эндыбальский рудный узел; 4-Березкинское проявление; 5-Аркачанский рудный узел; 6-Кюнкурская площадь; 7-Кимпиче-Берелехский рудный узел; 8-Матагиска́я площадь; 9-Нюэлинское рудопроявление; 10-Меникенское рудное поле; 11-Быйытахское рудное поле; 12-четвертичные отложения; 13-15-юрские отложения; 16-18-триасовые отложения; 19-20-пермские отложения; 21-22- каменноугольные отложения; 23 интрузии кислого состава; 24-силлы и покровы базальтов; 25-дайки кислого состава; 27-разрывные нарушения; рудные формации: 28- серебро-сурьмяная; 29-серебро-сульфидная; 30-золото-серебрянная; 31-золото-сульфидная; 32- границы рудных узлов и перспективных площадей.

Всего было отдешифрировано более 1200 линеаментов разной природы, протяженности и направлений (Рис. 2). Для их выделения использовались КС (радарный снимок высот Aster GDEM WordWide Elevation Data 1.5 arc-sec.), цифровая модель рельефа и материалы их обработки.

Картирование линеаментов проводилось по ряду признаков:

- прямолинейные участки элементов рельефа;
- прямолинейные фрагменты границ между блоками с различной текстурой рельефа;
- линейные границы разнородностей растительного покрова;
- ландшафтные неоднородности линейной морфологии;
- прямолинейные участки границ между геологическими телами и др. (Рис.2).

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. 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 (Рис. 2).

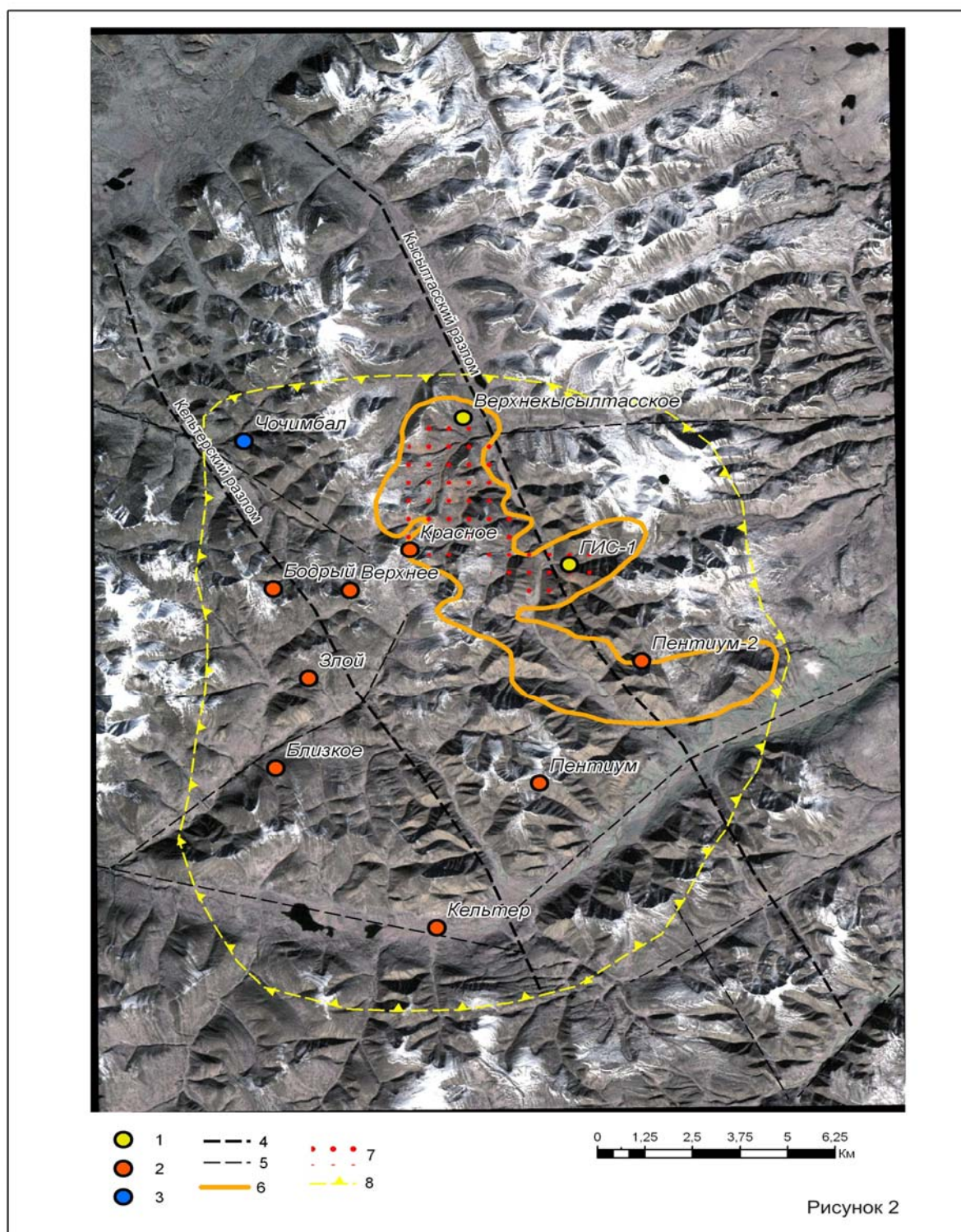


Рис. 2 Цифровая модель рельефа Ньюктаминской площади, теневое отображение представление линий линияментов. 1-линии линияментов различной ориентировки, выделенные по результатам визуального и автоматического дешифрирования

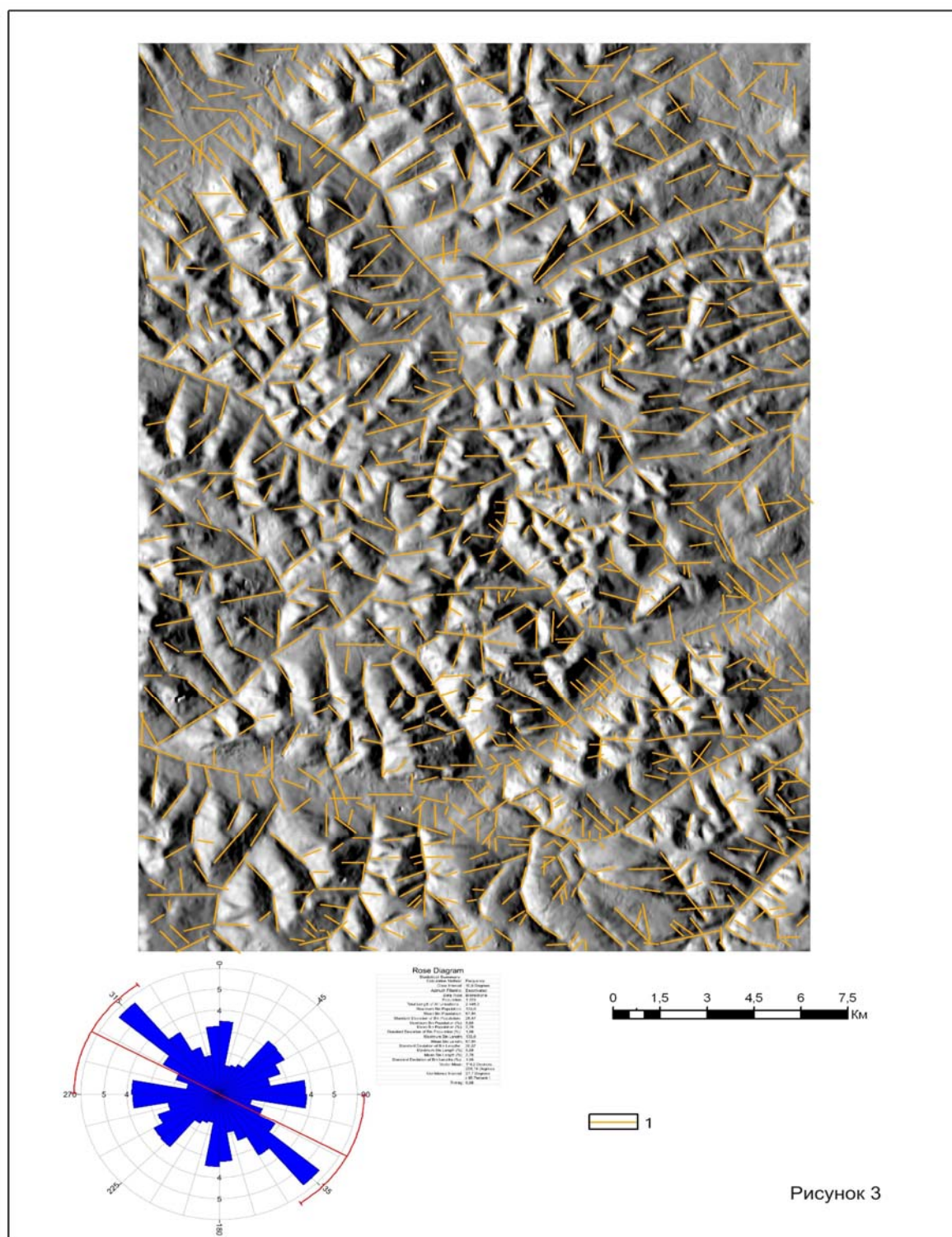


Рис.3 Схема рудоконтролирующих структур Ньюектаминского рудного узла с визуализацией перспективных проявлений на подложке композитного снимка. 1-золоторудные проявления; 2-золото-серебряные проявления; 3-золото-полиметаллические проявления; 4-главные рудоконтролирующие разломы; 5-разрывные нарушения второго порядка; 6-контур магнитной аномалии, выступы кровли; 7-поля ороговикованных сульфидизированных песчаников; 8-предполагаемая граница Ньюектаминского рудного узла

Выводы

1. На территории Ньюектаминского рудного узла золото-серебрянно-полиметаллические проявления тяготеют к зоне долготных сдвиговых и сбросовых дислокаций Кельтеского и Кысылтасского разломов и их пересечению более мелкими оперяющими разрывными нарушениями. Исходя из схемы диаграммы линияментов видно, что основная масса нарушений находится в диапазоне 270^0 - 320^0 , то есть пересечение субширотных и С.С.З. дизъюнктивов. К зонам сочленения которых тяготеют основные проявления Ньюектаминского рудного узла.

В региональном плане Ньюектаминский рудный узел приурочен к крупной гравитационной аномалии, которая протягивается от среднего течения р. Бытантай до верхнего течения р. Дулгалах. К выходам кровли интрузива, приурочены поля ороговикованных сульфидизированных пород, которые хорошо фиксируются на КС. В контурах гравитационной аномалии расположены все наиболее крупные узлы Западного Верхоянья

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, СТТ, 2007, С.228
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, С. 571.

ГЛОБАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДПАТОМСКОЙ КРАЕВОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ситников В.С.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

sitgeo@mail.ru

В современном тектоническом плане Сибирской платформы рассматриваемая территория охватывает якутский сектор Непско – Ботуобинской антеклизы и сопряженную часть Предпатомского прогиба, которым в нефтегазогеологическом отношении соответствуют одноименные нефтегазоносные области (НГО).

В настоящее время Непско – Ботуобинская НГО является одной из немногих территорий Сибирской платформы, обладающих исключительно высоким углеводородным потенциалом. Здесь разведаны крупные запасы нефти и газа и имеются весьма значительные ресурсы для дальнейшего наращивания сырьевой базы и реализации нефтегазовых мегапроектов на востоке Российской Федерации.

В северной части Непско- Ботуобинской НГО на территории Якутии выявлено более 20-ти месторождений углеводородного сырья, в которых сосредоточено 2/3 запасов газа и все без исключения запасы нефти, учтенные государственным балансом Российской Федерации по Республике Саха (Якутия).

Результаты анализа, выполненного по геолого-математическому методу Ф.Н. Алексеева (1996), показали, что при разной истории геологического развития и различном строении Западно – Сибирской и Лено – Тунгусской нефтегазоносных провинций в обоих случаях отмечается наличие весьма сходных природных совокупностей залежей с общим вероятностным распределением величин запасов [1]. Отвлекаясь от весьма не простых вопросов о возможных источниках УВ и механизмах формирования запасов в каждом указанном случае, акцентируем внимание

лишь на весьма высоком углеводородном потенциале, прогнозируемом для НГО на Сибирской платформе, где при современной геолого-геофизической изученности многие залежи еще не выявлены.

Указанный вывод в значительной степени согласуется с приведенными ниже данными о своеобразии геологического строения и развития рассматриваемой территории.

В свете развиваемых представлений указанная территория характеризуется весьма не простым глубинным строением. Анализ гравимагнитных данных позволил еще в середине 70-х годов прошлого века сделать вывод о том, что на внешнем борту Предпатомского прогиба под надвинутыми аллохтонными пластинами прослеживается продолжение платформы к востоку на расстояние не менее 100-150 км. Установленные здесь по данным сейсморазведки и глубокого бурения надвиги в западном направлении последовательно переходят с более низких гипсометрических и древних стратиграфических уровней на более высокие и молодые уровни. В отношении их геологической природы существуют различные альтернативные версии – от крупномасштабных горизонтальных перемещений по схеме тектоники плит до условной модели образования гигантских палеогеологических оползней.

Вместе с тем, со стороны сопряженного края Сибирской платформы в направлении к Предпатомскому прогибу предполагается встречное пододвигание отдельных блоков и пластин в восточном направлении с охватом, в основном, верхней части кристаллического фундамента и низов осадочного чехла.

При обосновании правомерности указанных представлений, наряду с причинами ротационного характера, приводящими к дифференцированному распределению центробежных сил и возникновению определенных полей напряжений, немаловажное значение имеет установленная Д. К. Зегебартом (1968) закономерность, согласно которой платформы в ходе геологического развития последовательно увеличивают свой объемный вес, а обрамляющие складчатые сооружения, наоборот, уменьшают [2]. Этот эффект в значительной степени был усилен в конце перми – начале триаса за счет внедрения в осадочный чехол

Тунгусской синеклизы огромных масс магматических пород трапповой формации. Указанные процессы в целом предопределили в отдельные периоды геологического развития существование в области сочленения Сибирской платформы и Байкало – Патомской горно-складчатой системы встречных полей напряжений, характерных для обстановок с региональным горизонтальным сжатием. В итоге произошло значительное усложнение глубинного строения и существенное наращивание мощности разреза верхней части земной коры, содержащей многочисленные нефтегазоносные и перспективные горизонты.

Установленные и прогнозируемые запасы нефти и газа приурочены, в основном, к своеобразным поднятиям, обособленным в виде тектонически экранированных блоков разных размеров, а также к неантиклинальным (структурно-литологическим) ловушкам. Продуктивными (в основном, газоносными, нередко с нефтяными оторочками) являются, главным образом, терригенные (песчано-алевритовые) отложения раннего венда (Чаяндинское, Среднеботуобинское, Тас-Юряхское и др. НГКМ). Менее широкое распространение при современной степени изученности недр имеют газонефтяные залежи, связанные с карбонатными горизонтами.

Уникальность рассматриваемой территории выражена почти повсеместной газонасыщенностью коллекторов в низах осадочного чехла и высоким углеводородным потенциалом (до 250 тыс.т УВ/ кв.км).

Развитие терригенных коллекторов ранне вендского возраста (ботуобинский, улаханский, хамакинский, талахский и др.) имеет полосовидный характер. Их формирование связано с окраинной частью древнего морского бассейна.

В палеотектоническом отношении исследуемая территория приурочена к обширной области палеошельфа. Ее геологическое развитие генетически связано с северо-западным плечом рифейской Патомско-Вилуйской рифтовой системы, которая в раннем венде продолжала, очевидно, свое унаследованное развитие в режиме последовательного затухания процессов рифтогенеза докембрийского цикла. Очередной этап проявления процессов рифтогенеза имел здесь место в среднем палеозое в рамках Патомско- Вилуйского авлакогена [3] .

Характерно наличие глубинных разломов северо-северо-восточного простирания и многочисленных дизъюнктивов, с которыми связаны тектонические блоки разных размеров и повышенная трещиноватость продуктивных пород.

В указанных геологических условиях бесперспективными могут быть лишь отдельные небольшие блоки, в пределах которых терригенные отложения раннего венда отсутствуют полностью либо в их разрезе нет пластов-коллекторов. Возможно также наличие единичных незначительных по размерам блоков, в которых аналоги продуктивных горизонтов залегают на достаточно глубоких гипсометрических уровнях и в этой связи содержат водонасыщенные пласты-коллекторы [4].

Приведенные данные свидетельствуют о весьма сложном глубинном строении и геологическом развитии рассматриваемой территории, в том числе о более значительной мощности осадочного чехла и своеобразном соотношении его низов и верхней части консолидированного основания. Они указывают, в частности, на более высокий углеводородный потенциал осадочного разреза по сравнению с оценками, выполненными ранее с учетом традиционной модели строения земной коры. Использование этих данных позволит оптимизировать методику поисково-разведочных работ и ускорить разведку выявленных запасов УВ и их подготовку к промышленному освоению.

Литература:

1. Алексеев Ф. Н., Берзин А. Г., Ситников В. С. Природные совокупности и ассоциации залежей УВ // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. – Матер. VI международ. конф. – М.: Геос. – 2002. – с. 21 – 25.
2. Зегебарт Д.К. Некоторые особенности строения платформ и обрамляющих складчатых структур, явившиеся следствием ротационного режима. - Геотектоника. - 1968. - №6. – с. 26-32.
3. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. – т.192. – М.: Недра.- 1975. – 183 с.
5. Ситников В.С. Гигантские газоконденсатные месторождения на западном плече Байкало-Патомской рифтогенной системы (Сибирская платформа) // 20 лет РАЕН. Сб. статей. Секция нефти и газа. – М. : изд. РАЕН. – 2011. – с. 49 – 52.

РОЛЬ НЕВСКРЫТОГО ИНТРУЗИВА В РАЗМЕЩЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БУРГУАТСКОГО УЗЛА УЛАХАН- СИССКОЙ ЗОНЫ КУЛАРСКОГО РАЙОНА

Скрябин А. И.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
skryabin.32@mail.ru*

Бургуатский узел значительно удален от выхода гранитоидов. Предполагается на глубине залегание невоскрытого плутона, роль которого в размещении месторождений золота в должной мере не рассматривается. Это зависит от существующего представления о доплатоновом возрасте золото-кварцевого оруденения. Наличие тонкодисперсного золота в сульфидах И.Я. Некрасов объясняет с развитием углеродистого вещества.

Бургуатский рудно-россыпной узел занимает среднюю часть Улахан-Сисской металлогенической зоны, приурочен к пересечению региональных разломов. Здесь находятся наиболее богатые и первые открытые промышленные россыпи (Бургуат, Иэкийэс, Батор Юрях, Киенг-Юрях и др.). Они приурочены к зоне интенсивного проявления кварцево-жильных образований и минерализованных зон дробления. Россыпи золота имеют отчетливую связь с коренными источниками (Кыллахское, Лево-Бургуатское, Право-Бургуатское, Эмисское).

По данным аэромагнитных съемок установлено широкое развитие положительных магнитных аномалий, которые рассматриваются в связи с контактовым метаморфизмом (Д.И. Гуторович, 1960 г; Б.Г. Андреев 1964 г, 1970 г; Д.Н.Левин, 1960 г). Минимумы силы тяжести, по А.М. Андрусенко (1968 г) также свидетельствуют о наличии в ядре Улахан-Сисской антиклинали крупного интрузива гранитоидов. По данным Ф.С.Сатарова (1969 г) магнитные аномалии 200-250 гамм имеют пространственную связь с коренными и россыпными месторождениями.

Терригенные отложения осевой части горст-антиклинория представлены алевритами и углистыми сланцами верхней перми. Они, по

данным С.С. Федоровой (1998 г), относятся к хлоритовой фации регионального метаморфизма. Выявленные отдельные поля контактово-метаморфизованных пород (М.Д. Дементьев, 1963 г, Г.С. Сонин, 1968 г) многими не учитываются. Поэтому при проведении полевых работ в 1981 – 82 гг. в бассейне руч. Бургуат особое внимание уделялось на изучении материалов плотика россыпей, разрезов шахт, канав и скважины. В терригенных породах установлено присутствие тонкочешуйчатого биотита, характерного для контактового метаморфизма.

На связь золотого оруденения с гранитоидным магматизмом указывают минеральный состав оруденения и особенности самородного золота, что было показано нами на примерах Солурского и Суордахского узлов, приуроченных к выходам адамеллитовых штоков. Самое главное, вокруг них было установлено зональное изменение пробности золота и типов оруденения (Скрябин, 2012).

В Бургуатском узле изучены данные 297 пробирных анализов состава самородного золота. Пробность россыпного золота варьирует от 653 до 876 ‰. Для большинства россыпей (14 из 22) она находится в пределах 801-850, для восьми объектов она составляет < 800 ‰. Низкопробное золото образует два центра (междуречье Бургуат-Иэкийэс и Бургуат-Маманья). Важно отметить, что они совпадают с полями ороговикования и предполагаемой поверхностью невоскрытых плутонов (рис).

В Бургуатском узле выделяются галенит-сфалеритовый, золото-шеелит-арсенопиритовый и золото-серебряный типы оруденения. Первый тип преобладает (Право-Бургуатское, Лево-Бургуатское, Эмисское, Пологое и др.). Рудные тела, по И.Я. Некрасову, представлены жилами и минерализованными зонами с кварцевой, анкерит-кварцевой и хлорит-кварцевой минерализацией. Главные рудные минералы - галенит и сфалерит, реже встречаются арсенопирит, пирит и халькопирит. Золото ассоциирует с кварцем и галенитом, образуя точечные, пластинчатые и неправильной формы выделения. Пробность золота сильно колеблется: 836 ‰ – Илистое, 798 ‰ – Эмись, 811 ‰ – Эмельяновское, 773 ‰ – Право-Бургуатское, 807 ‰ – Лево-Бургуатское, 776 ‰ – Эстакадное, 797 ‰ – Киенг-Юрях, 839 ‰ – Тарбаганнахское, 805 ‰ – Верхне-Тарбаганнахское.

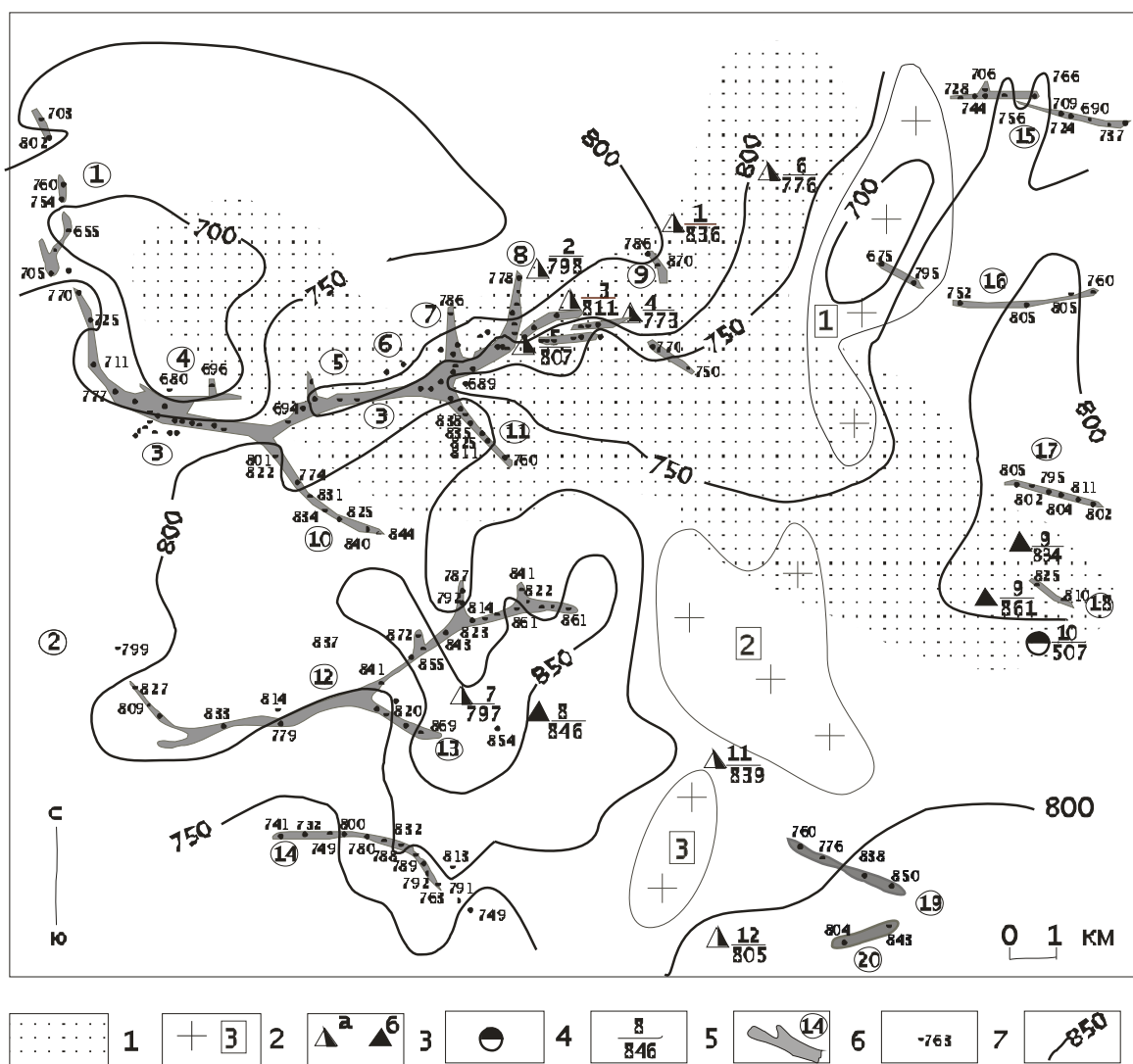


Рис. Зональное изменение пробы золота и типы оруденения Бургуатского узла Улахан-Сисской зоны:

1 – контактово-метаморфизованные породы (Г.С.Сонин, 1968 г и карта, 1979 г) с уточнением автора; 2 – купола нескрытой интрузии, по геофизическим данным, в верховьях ручьев Этинных (1), Киенг-Юрях (2), Тарбаганнах (3); 3 – 4 - принятые типы оруденения: золото-галенит-сфалеритовый (3а), золото-шеелит-арсенопиритовый (3б); золото-серебряный (4); 5 - числитель - номера месторождений и рудопроявлений: Илистое (1), Эмись (2), Эмельяновское (3), Право-Бургуатское (4), Лево-Бургуатское (5), Эстакадное (6), Киенг-Юрях (7), Огонек (8), Кыллах (9), Альфа (10), Тарбаганнахское (11), Верхне-Тарбаганнахское (12), знаменатель - проба рудного золота; 6 – номера россыпей: Куччугуй Кегюльор (1, 2), Бургуат (3), Террасный (4), Аммонитовый (5), Безымянный (6), Сюрприз (7), Эмись (8), Илистый (9), Керчик (10), Нэттик (11), Киенг-Юрях (12), Огонек (13), Батор Юрях (14), Маманья (15), Этинных (16), Кэбиргэл-Юрэгэ (17), Кыллах (18); Тарбаганнах (19), Верхний Тарбаганнах (20); 7 – проба россыпного золота; 8 – изолиния пробы.

Наиболее крупным является разработанное месторождение Кыллахское. Оно приурочено к северо-восточному нарушению, ориентированное по простиранию углисто-битуминозных сланцев. Месторождение может быть отнесено к золото-шеелит-арсенопиритовому типу. Кварцевые жилы с золотом развиты в зонах межпластовых срывов. Рудные тела тяготеют к местам пересечения жил с зонами крутопадающих нарушений. Длина первой жилы достигает 1100м, второй и третьей – 870 и 780 м, соответственно. Мощность первой жилы колеблется от 3,8 до 4,1м, второй и третьей составляет 2,5 -2,7 м. Все они прослежены на глубину 340 м, при этом с глубиной мощность жил возрастает до 4,6 м. Среднее содержание золота до 27 г /т. Пробность золота - 834 – 861 ‰.

Наряду с этим, выявлено золото-серебряное оруденение Альфа, приуроченное к триасовому горизонту графит-углеродистых сланцев, содержащих от 30 до 80 мг/ т золота.

Таким образом, приведенные геологические и геофизические данные показывают о существовании на глубине нескрытого интрузива, роль которого в закономерном размещении золоторудных месторождений доказывается зональным изменением пробности золота и типов оруденения.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА АЛМАЗОВ ЯКУТИИ, СВЯЗЬ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Смелов А.П., Зайцев А.И.

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

Подавляющее большинство алмазов формируется при высоком давлении и температуре на глубине 120-250 км в континентальной литосферной мантии. Такие мощности литосферы характерны для крупных континентальных масс – суперконтинентов, становление и распад которых неоднократно происходили за более чем трехмиллиардную историю Земли. Алмазы были быстро доставлены в верхние горизонты коры в различное время богатыми летучими компонентами кимберлитами, лампроитами или связанными с ними породами. Кристаллическая структура алмазов гарантирует медленную диффузию элементов, и позволяет рассматривать твердые или жидкие включения в них как замкнутые системы, и тем самым получать полезную информацию о ключевых процессах в мантии начиная, по крайней мере, с 3.5 Ga [5]. Обобщение данных по возрасту силикатных и сульфидных включений в алмазах, полученных разными изотопными методами, позволили выделить главные этапы формирования алмазов перидотитового и эклогитового парагенезисов в Африке, Канаде, Австралии, Индии и увязать их с процессами плитной и плюм-тектоники [4, 5, 6, 7]. Первое обобщение по возрасту алмазов из кимберлитовой Якутской провинции было сделано А.И.Зайцевым [1] и с учетом новых данных по возрасту и изотопному составу алмазов [2, 3] легло в основу настоящей работы.

На представленном рисунке показаны этапы образования алмазов перидотитового и эклогитового парагенезисов. Для якутских алмазов они практически совпадают с таковыми для различных регионов мира. Некоторые различия могут быть связаны с ограниченностью данных по

возрасту алмазов, неточностью его определения и особенностями тектонических процессов различных блоков континентальной коры.

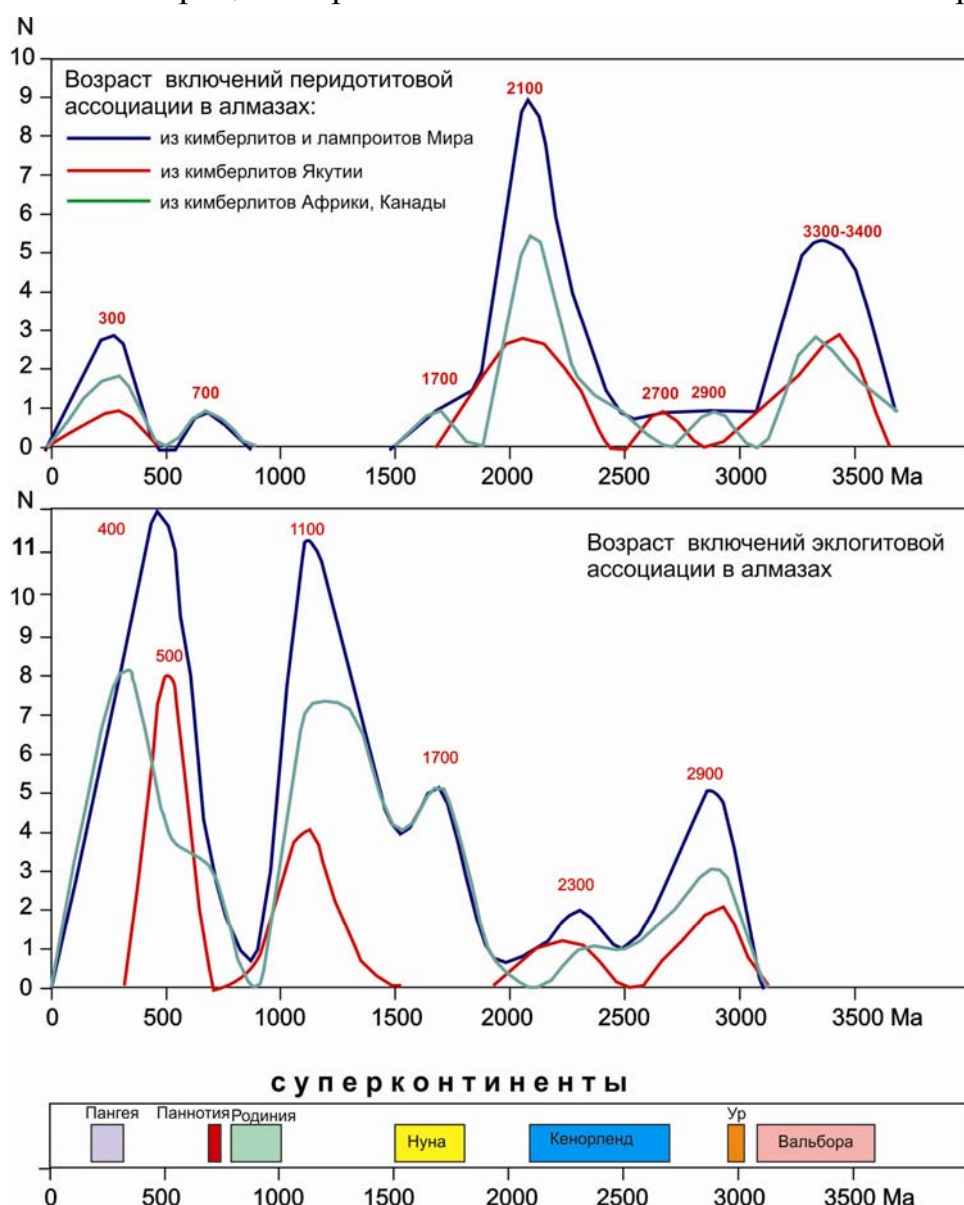


Рис. Графики распределения возрастов алмазов перidotитового и эклогитового парагенезисов и время существования суперконтинентов.

Интегрированный возраст этапов образования алмазов показывает, чередование периодов формирования алмазов перidotитового и эклогитового парагенезисов. Время образование алмазов перidotитового парагенезиса приходится на период существования гипотетических суперконтинентов или близко ко времени их распада. Алмазы эклогитового парагенезиса, напротив, образуются межу суперконтинентальные периоды истории Земли и, вероятно, отражают субдукционные процессы, на

границах отдельных континентов. Отсутствие алмазов эклогитового парагенезиса на ранних этапах становление континентальной литосферы (> 3.0 Ga) свидетельствует в пользу ее образования за счет процессов, связанных с плюм-тектоникой. Первые эклогитовые алмазы появляются примерно с рубежа 2.9 Ga. Это подтверждается данными об изотопном составе углерода ($\delta C^{13} = -26\text{‰}$), содержании и степени агрегированности азота в алмазах из метаультраосновных пород мезоархейского возраста ($2.96\text{--}3.0$ млрд. лет) Олондинского зеленокаменного пояса, расположенного в западной части Алдано-Станового щита. Метаультраосновные породы по химическому составу отвечают перидотитовым коматиитам и тектонически совмещены с надсубдукционными толщами андезит-базальтового состава на рубеже 2.7 Ga (время формирования суперконтинента Кенорленд) [2].

О длительной и многоэтапной истории формирования континентальной алмазоносной литосферной мантии Северо-Азиатского кратона свидетельствуют данные, полученные по зональному октаэдрическому алмазу эклогитового парагенезиса из тр. Мир. В нем установлены два различающихся по физико-химическим параметрам этапа кристаллизации, разделенных периодом резорбции (растворения). На раннем этапе сформировано ядро с $\delta C^{13} = -16.6$ и $N_{\text{tot}} = 134\text{--}178$ ppm, содержащее включения омфациита-1 и сульфидов с Re-Os возраст 2.0 Ga. На втором этапе кристаллизуется краевая зона (внешняя область) кристалла ($\delta C^{13} = -6.8$ и $N_{\text{tot}} = 400\text{--}300$ ppm), содержащая полифазное включение омфациит-2+альбит+флогопит+сульфиды (Re-Os возраст сульфидов 1 Ga). С учетом времени резиденции кристалла в мантии определены РТ-параметры формирования ранней стадии $T \sim 1150^\circ\text{C}$ и $P \sim 5$ GPa, и заключительной – $T \sim 1070^\circ\text{C}$ и $P < 5$ GPa, которые сопровождаются изменениями изотопного состава углерода и содержанием азота алмазообразующего флюида/расплава. Первый этап связан с субдукцией вдоль восточной окраины Далдынского, Тунгского и Центрально-Алданского террейнов, которая предшествует формированию суперконтинента Нуна. Второй этап, вероятно, обусловлен рифтогенными процессами во время существования следующего суперконтинента Родиния.

Полученные данные позволяют объяснить: «Почему в кимберлитовой трубке присутствуют алмазы различного возраста и различных парагенезисов?», а также использовать результаты по возрасту и составу литосферной мантии при реконструкции положения различных частей Северо-Азиатского кратона в структурах разновозрастных суперконтинентов.

Литература:

1. Зайцев А.И. О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции: обзор данных // Отечественная геология. 2008. №5. С. 79-85.
2. Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Реутский В.Н., Молотков А.Е. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алдано-Станового щита) // Геология и геофизика. 2012. Т.53. №10. с. 1322-1334.
3. Bulanova G.P., Wiggers de Vries D.F., Beard A., Pearson D.G., Mikhail S., Smelov A.P., Davies G.R. Two-stage origin of eclogitic diamonds recorded by single crystal from the Mir pipe (Yakutia) // 10th International Kimberlite Conference Extended Abstract No. 10IKC-220. Bangalore, India, 2012
4. Gurney J. J., Helmstaedt H. H., Le Roux A. P., Nowicki T. E., Richardson S. H. and Westerlund K. J. (2005) Diamonds: crustal distribution and formation processes in time and space and an integrated deposit model // Economic Geology 100th Anniversary Volume. P. 143-177
5. Gurney J. J., Helmstaedt H. H., Richardson S. H. and Shirey S. B. (2010) Diamonds through time // Economic Geology. V. 105. P. 689-712.
6. Helmstaedt H. H., Gurney J. J. and Richardson S. H. (2010) Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // The Canadian Mineralogist. V.48. P.1385-1408.
7. Shirey S. B., Richardson S. H. and Harris J. W. (2004) Integrated models of diamond formation and craton evolution // Lithos. V. 77. P. 923-944.

ФРАГМЕНТАЦИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО РАЗРЕЗА НА ОСНОВЕ АМПЛИТУДНО-ВРЕМЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СИГНАЛОВ

Соколов К.О.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Основной задачей обработки георадиолокационных данных, как правило, является выделение осей синфазности, которые появляются в разрезе при исследовании слоистых структур, и гипербола, характеризующих различные неоднородности [1]. Если горный массив содержит породы, не имеющие слоистости и контрастных (по электрофизическим свойствам) границ, то их обнаружение на георадиолокационном разрезе затруднено. Выделение таких пород возможно, если они отличаются, например, по коэффициенту затухания электромагнитной энергии, от которого зависят амплитудные значения георадиолокационных данных [2].

При проведении георадиолокационных исследований на участке алмазоносного месторождения (ОАО «Алмазы Анабара») был получен разрез (рис. 1), на котором хорошо видны оси синфазности на глубинах до 4 м, характеризующие мерзлые рыхлые отложения. На больших глубинах сигналы плохо различимы. Рассмотрим фрагменты георадиолокационных трасс взятые с участков обозначенных пронумерованными прямоугольниками (рис. 2).

Эти сигналы имеют амплитуды в диапазоне 3-50 ед., в отличие от сигналов из верхней части разреза, имеющих амплитуды 2000-2500 ед., сравнимы с шумом и плохо поддаются спектральному анализу. Однако структура этих сигналов соответствует среде, через которую они прошли, так, например, сигнал, представленный на рисунке 2.в, имеет сильную низкочастотную составляющую, что, как показали данные бурения, характерно для интрузивных или эффузивных пород. Сигналы на рисунках 2.б,д сохранили структуру свойственную георадиолокационным сигналам,

что говорит о невысоких значениях затухания электромагнитной энергии и наличии геологических структур. Сигнал на рисунке 2.а имеет очень низкие амплитуды и искажен высокочастотным шумом. Отсутствие данных бурения на этом участке не позволяет указать причину искажения сигнала, но на основе имеющихся данных это может быть объяснено наличием интрузивных пород.

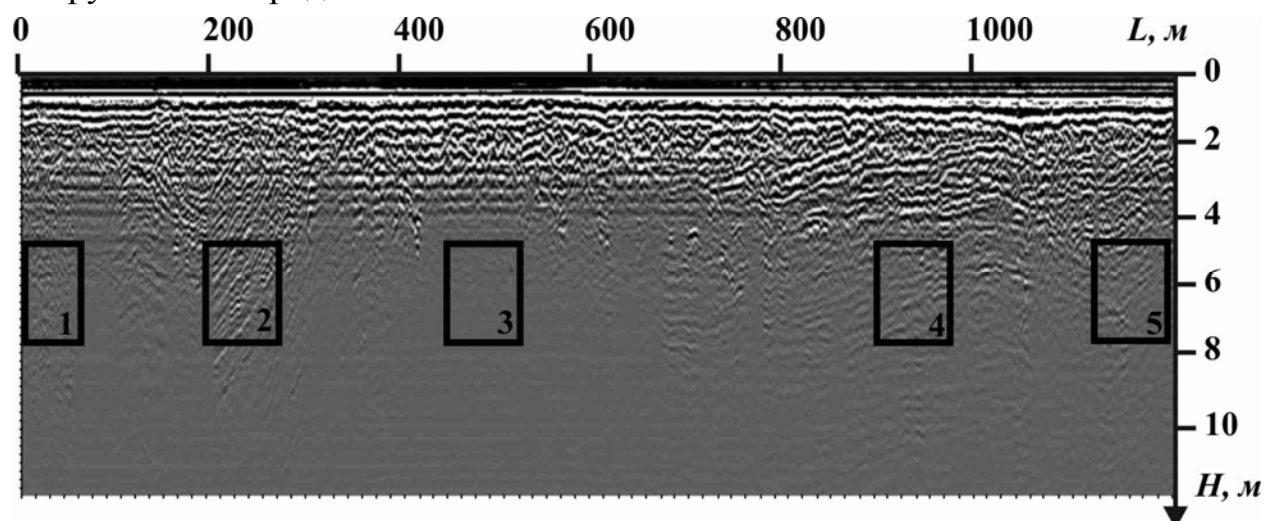


Рис. 1. Георадиолокационный разрез мерзлого горного массива с неоднородным распределением электрофизических свойств

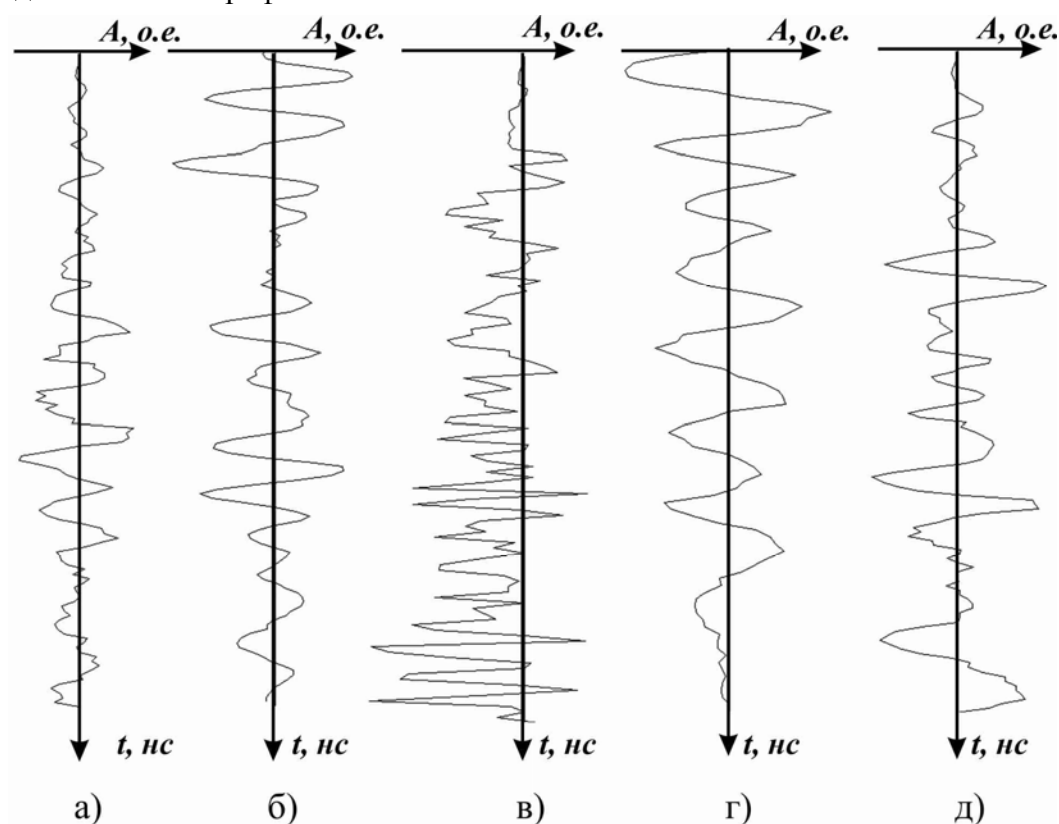


Рис.2. Фрагменты георадиолокационных трасс рисунка 1.

Сигнал на рисунке 2.г имеет самые широкие импульсы. Среда, через которую он прошел, является фильтром низких частот, что характеризует эту среду как неоднородность в массиве горных пород, с точки зрения распределения электрофизических свойств.

На основе рассмотренных характеристик сигналов становится возможным разделение георадиолокационного разреза на три части, содержащие: 1. интрузивные породы, 2. слоистые структуры, 3. неоднородность.

Подобный анализ низкоамплитудных сигналов, которые, как правило, игнорируются при интерпретации, позволяет увеличить информативность данных георадиолокации и открывает перспективы по исследованию верхней части коренных пород месторождений криолитозоны.

Литература:

1. Владов, М.Л. Обзор геофизических методов исследований при решении инженерно-геологических и инженерных задач /М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. - М.: «GDS Production»,1998. – 81 с.
2. Финкельштейн, М.И. Подповерхностная радиолокация / М.И. Финкельштейн, В.И. Карпухин, В.А. Кутев, В.Н. Метелкин. – М.: Радио и связь, 1994. – 216 с.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ ЗОН ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА

Соловьев Е.Э., Кычкин В.А.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, solov.evg@yandex.ru

Эффективность геологоразведочных работ при поисках полезных ископаемых во многом зависит от использования рационального и оптимального комплекса геофизических исследований, особенно в условиях закрытых территорий, где требуются значительные объемы

поверхностных выработок и картировочных скважин (Методические указания по разведке..., 1974). Многообразие типов золотого оруденения, его различные структурные особенности размещения обуславливают необходимость выполнения отдельных опытно-методических работ на каждом изучаемом объекте для выбора наиболее эффективного поискового комплекса геофизических методов.

Геофизические исследования при поисках золотого оруденения предназначены, в основном, для выделения и прослеживания рудных тел, картирования геологических структур и установления их границ. Работы ведутся методами электроразведки, магниторазведки, гравиразведки, сейсморазведки и радиометрии. В настоящее время, наибольшее развитие аппаратурно-программного комплекса наблюдается в области методов электроразведки. Широко применяется электропрофилирование в различных модификациях: симметричное электропрофилирование (СЭП), срединного градиента (ЭП-СГ), дипольное электропрофилирование (ДЭП), метод естественного электрического поля (МЕП), методы вызванной поляризации (ВП), методы импульсной индуктивной электроразведки (Копылов, Пустовойтова, 2006, Стогний, 2008, Глазнев, Притыка и др., 2010). Из методов зондирований, помимо классического вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), в последнее время, интенсивно развиваются технологии многоэлектродных зондирований (электротомография), глубинного частотного сканирования (ЭМС) и зондирования методом переходных процессов (Бобачев, Горбунов, 2005, Эпов, Балков, Чемякина и др., 2012, Захаренко, Краковецкий, Парначев и др., 2012). Из отечественной электроразведочной аппаратуры активно применяются ЭРА-МАХ, МЭРИ-24, Омега-48, Скала-48, Импульс-Д, Цикл-7, из импортных приборов широко используются 10-канальная Syscal-Pro (Iris Instruments) и 4-канальная SAS4000 (ABEM), которые позволяют за один цикл измерений получать сигналы от нескольких приемных диполей (Бобачев, Горбунов, 2005).

Магниторазведочные работы при поисках золотого оруденения проводятся с целью геологического картирования изучаемых территорий – выделения магматических образований и трассирования разрывных

нарушений. Увеличение чувствительности и точности современной магниторазведочной аппаратуры (MMPOS-1, GSM-19T, G-856) позволяют регистрировать и выделять слабоинтенсивные зоны нарушения стационарности магнитного поля. Высокоточная магниторазведка успешно применяется при наличии ферромагнитных минералов.

Проведенные исследования на объектах Эльгинского и Тарынского рудно-россыпных узлов показали, что контролирующие золотое оруденение минерализованные зоны дробления характеризуются слабой намагниченностью и высоким кажущимся удельным сопротивлением, вызванных дислоцированными низкопроводящими терригенными породами, содержащими кварцевый материал и рассеянные сульфиды. При выделении рудоконтролирующих структур Сана-Малтанского рудного поля в геофизических аномалиях, выполнен следующий комплекс опытно-методических работ: симметричное электропрофилирование (СЭП), дипольное электропрофилирование (ДЭП), метод заряженного тела (МЗТ), зондирование методом переходных процессов (ЗМПП), высокоточная магниторазведка.

Электропрофилирование в модификациях СЭП и ДЭП выполнено с помощью аппаратуры «ЭРА-МАХ». Работы осуществлялись на рабочей частоте 625 Гц, сила подаваемого тока – не менее 20 А. Разносы установки симметричного электропрофилирования составляли: длина питающей линии АВ – 60 метров, приемной MN – 20 метров. При дипольном электропрофилировании, использованы следующие параметры: разнос питающей линии l_{AB} – 10 м, приемной l_{MN} – 10 м, расстояние между серединами питающей (AB) и приемной (MN) линий $l_{0/0}$ – 20 м.

Исследования методом заряженного тела проводились на рабочей частоте 625 Гц, сила тока – 50 А, разнос питающей линии АВ - 200 м, приемной MN – 10 м.

Метод ЗМПП выполнен в профильном режиме в соосном варианте «Q-q». Размер петли определялся глубиной исследований, по формуле $h \approx 4L$, где L – сторона петли. Используемая аппаратура – серийная электроразведочная станция Импульс-Десант. Работы проведены при следующих параметрах: период импульса подаваемого тока – 10 мс, сила

тока – 5А, момент приемной петли – 20 м². Для исключения случайных ошибок, количество накоплений сигналов на одной точке зондирования составляло 32 измерения. Размеры генераторной петли варьировались от 10х10 м до 25х25 м.

Магниторазведочные работы проведены в профильном варианте с однократными наблюдениями на рядовых точках. Во время работ использовалась современная отечественная аппаратура ММPOS-1.

Геофизические исследования на рудопроявлении Аппа проведены вдоль водоразделов безымянных ручьев северо-восточного простираия на высотной отметке 1128 м напротив пос. Нелькан. Профиль ориентирован в северо-восточном направлении вкрест простираия разрывных структур Адыча-Тарынского разлома. По данным магниторазведки аномальное магнитное поле исследуемого участка характеризуется слабоинтенсивными аномалиями, варьирующими от -22 до 45 нТл.

По данным ЗМПП выделены геоэлектрические аномалии, обусловленные разрывными нарушениями северо-восточной вергентности. Отмечается корреляция интервалов возрастания уровня магнитного поля с резкодифференцированными аномалиями кажущегося удельного электрического сопротивления (у.э.с.), характеризующими неоднородно-минерализованные зоны дробления.

Повышенная электропроводность антимонитовых руд на рудопроявлении Малтан, обусловила проведение опытно-методических работ электроразведочными методами - заряженного тела (МЗТ), дипольного электропрофилирования (ДЭП) и зондированием методом переходных процессов (ЗМПП). Исследования показали, что минерализованные зоны дробления фиксируются методом МЗТ по резкому понижению значений кажущегося у.э.с. до 150 Ом*м (рис.1). Отмечается, что контакты зоны выделяются высоким электрическим сопротивлением до 400 Ом*м. По данным дипольного профилирования, зоны дробления выделяются менее контрастно пониженными значениями электрического сопротивления. В геоэлектрическом разрезе, построенном по данным ЗМПП, зоны дробления характеризуются пониженным сопротивлением (около 25 Ом*м) и имеют субвертикальное строение.

Таким образом, рудоконтролирующие минерализованные зоны смятия и дробления Верхне-Индигирского района эффективно выделяются магнито- и электроразведочными методами. Для них характерны слабоинтенсивные локальные магнитные аномалии отрицательного знака и, преимущественно, повышенные, по сравнению с вмещающими породами, значения кажущегося УЭС. В импульсном электромагнитном поле зоны отмечаются быстрым затуханием переходного процесса и в зависимости от размеров генераторно-приемной конструкции отчетливо отражаются на графиках э.д.с. на различных временных интервалах.

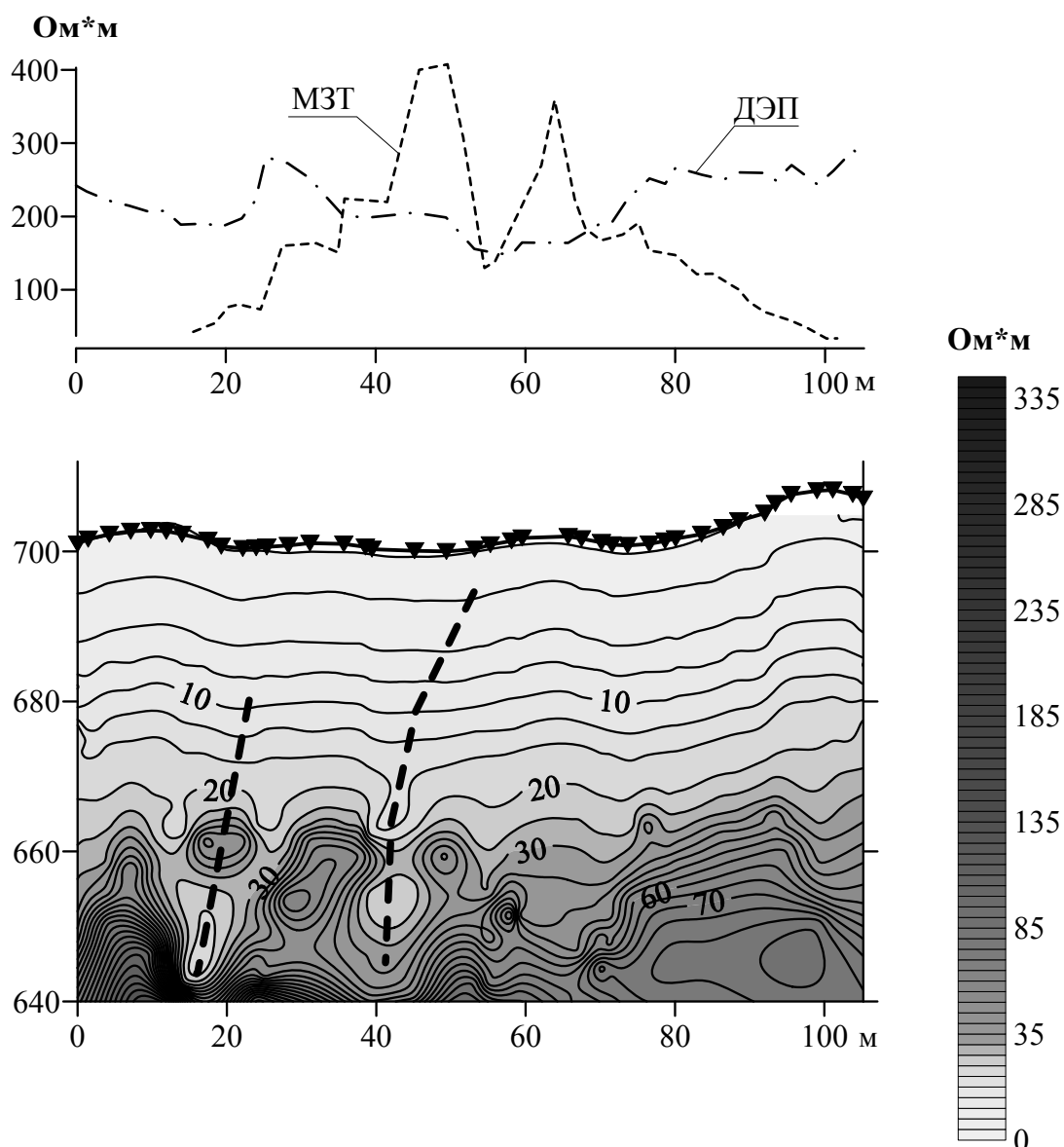


Рис.1. Выделение зон дробления на рудопроявлении Малтан электроразведочными методами

Литература:

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А. Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение // Разведка и охрана недр, 2005. № 12. С. 52-54.
2. Глазнев В.Н., Притыка И.В., Жаворонкин В.И., Терентьев Р.А., Севастьянов Д.П.,
3. Горских П.П. Применение геофизических методов при детальном изучении скарновых железорудных месторождений Северного Урала // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология, 2010. № 2. С. 238-248.
4. Захаренко В.Н., Краковецкий Ю.К., Парначев В.П., Попов Л.Н. Об электропроводности многолетнемерзлых горных пород // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 359. С. 182-187.
5. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Опережающие геофизические и петрофизические исследования при поисках и разведке строительных материалов на Дальнем Востоке // Тихоокеанская геология, 2006. Т.25. №4. С. 69-78.
6. Методические указания по разведке и геолого-промышленной оценке месторождений золота (под редакцией Воляровича Г.П.). М.: ЦНИГРИ, 1974. 176 с.
7. Стогний В.В. Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 4. С. 46-56.
8. Эпов М.И., Балков Е.В., Чемякина М.А., Манштейн А.К., Манштейн Ю.А., Напреев Д.В., Ковбасов К.В. Исследование замерзших курганов Горного Алтая комплексом геофизических и геохимических методов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 761-774.

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ЗДВ

Суворов В.Д.¹, Мельник Е.А.¹, Ефимов А.С.², Сальников А.С.²

¹*ИНГГ СО РАН г. Новосибирск,*

²*ФГУП СНИИГГиМС, г. Новосибирск*

Рассматривается строение верхней части земной коры по профилю длиной 2100 км, пересекающему Алданский щит, юго-восточный борт Сибирской платформы и входящему в юго-западную часть Верхояно-Колымской складчатой системы. Используются сейсмические данные

КМПВ, с шагом между источниками колебаний (группа 4 вибраторов) по линии наблюдений 10 км и расстояниями источник-приемник до 40 км. Построение сейсмического разреза произведено методикой прямого лучевого моделирования, при достижении минимальных различий между наблюденными и теоретическими годографами.

В пределах Станового и Алданского блоков скоростная модель представлена четырьмя скоростными этажами 3.4-4.8, 4.9-5.5, 5.6-5.9 и 6.0-6.3 км/с (Рис. 1). Первый сложен наименее консолидированными породами юрского возраста с наибольшей мощностью до 1-1.5 км в Чульманской впадине. В других частях профиля такие скорости наблюдаются в слоях мощностью 0.2-1.0 км на отдельных не протяженных участках. Второй этаж представлен мелко-блочной структурой мощностью 0.5-1.3 км, наиболее распространенной в пределах Станового блока и только на отдельных участках Алданского блока. Кровля третьего этажа в пределах Станового блока залегает на отметках глубин 0-0.8 км. В Алданском блоке он наблюдается только на отдельных участках (в частности, в прибортовых зонах Чульманской впадины). Положение его подошвы в Становом блоке не определено, а в Алданской части она расположена на отметках глубин - 0.8 – 1.0 км (под Чульманской впадиной на аномальной глубине около 3 км). Этот скоростной слой подстилается четвертым наиболее высокоскоростным этажом, распространенным только в Алданской части профиля. Следует отметить дополнительно, что этот этаж прослеживается, начиная от п. Лапри в северном направлении. Его присутствие только в Алданском блоке свидетельствует о более высокоскоростной земной коре этой области, отличающейся от Станового блока.

На центральном участке профиля (п. Томмот – п. Уолба), пересекающем юго-восточную окраину Сибирской платформы, разрез существенно иной. Так Средне-Ленская венд-кембрийская моноклиналь прослеживается от 750 км профиля до 1050 км (около 50 км к югу от Табагинской скв. 963). Разрез представлен двухслойной покрывающей толщей общей мощностью изменяющейся от 1.2 до 3.5 км при контрастном рельефе подошвы второго слоя. В верхнем слое (по скважинным данным представлен венд-рифейскими отложениями) скорость изменяется в

интервале 5.2-5.6 км/с, а во втором, сложенном породами архейского возраста, увеличиваются скачком до 5.8-6.0 км/с. Следовательно, граница с контрастным рельефом, маркирующая подошву второго слоя, располагается в толще архея и ее природа не ясна. Скачок скорости на этой границе значительно меньше, чем на поверхности фундамента и достигает 0.1-0.15 км/с (скорость 6.0-6.2 км/с).

На участке профиля 930-950 км поверхность архейского комплекса (фундамента) резко погружается на глубину до отметки 1.5 км. Затем, в окрестности 1000 км по данным Табагинской скв. 963, слой пород со скоростью 5.3-5.8 км/с резко выклинивается и скорость в венд-кембрийских отложениях уменьшается до 4.8-4.9 км/с за счет появления в верхней части разреза низкоскоростных юрских отложений. Дальнейшее уменьшение скорости до 3.5-4.0 км/с происходит в окрестности п. Нижний Бестях, где за счет увеличения мощности низкоскоростных юрских отложений до 500-600 м, вскрытых Тектюрской 600 и Чурапчинской 577 скважинами. Далее мощность слоя со скоростью 3.4-4.0 км/с резко возрастает до 1 км и он с переменной мощностью прослеживается до конца Центрального участка профиля (1400 км).

При обработке данных КМПВ обращалось внимание и на волны, регистрирующиеся в последующих вступлениях. По своей кинематике их можно отнести к отраженным волнам из толщи кристаллической коры. Так, на участке профиля 900-1110 км показана отражающая граница, залегающая в интервале отметок глубины от 3.5 до 5.5 км (на разрезах показана штриховой линией). Глубина этой границы условная, так как длина годографов отраженной волны очень мала и не позволяет надежно определить скорость в покрывающем слое, которая принята равной 6.2 км/с.

Третий, Северо-Западный участок профиля (1400-2100 км) характеризуется более контрастными свойствами. В пределах Хандыгского блока мощность верхнего слоя со скоростью 3.4-4.7 км/с, увеличивается от 1.0-1.5 до 3.0 км, образуя отчетливо выраженный прогиб. В Предверхожанском краевом прогибе она уменьшается и слой полностью выклинивается восточнее хр. Сетте-Дабан. Сам прогиб формируется за счет

слоя пород со скоростью 5.0-5.8 км/с и мощностью от 2.0 до 6.0 км, с наибольшей величиной под хр. Сетте-Дабан. Этот слой можно отнести к венд-кембрийским отложениям, аналогичным по скорости осадочному чехлу Средне-Ленской моноклинали. Подстилающая граница, предположительно поверхность фундамента со скоростью 6.1-6.2 км/с, залегает на глубине до 7-8 км.

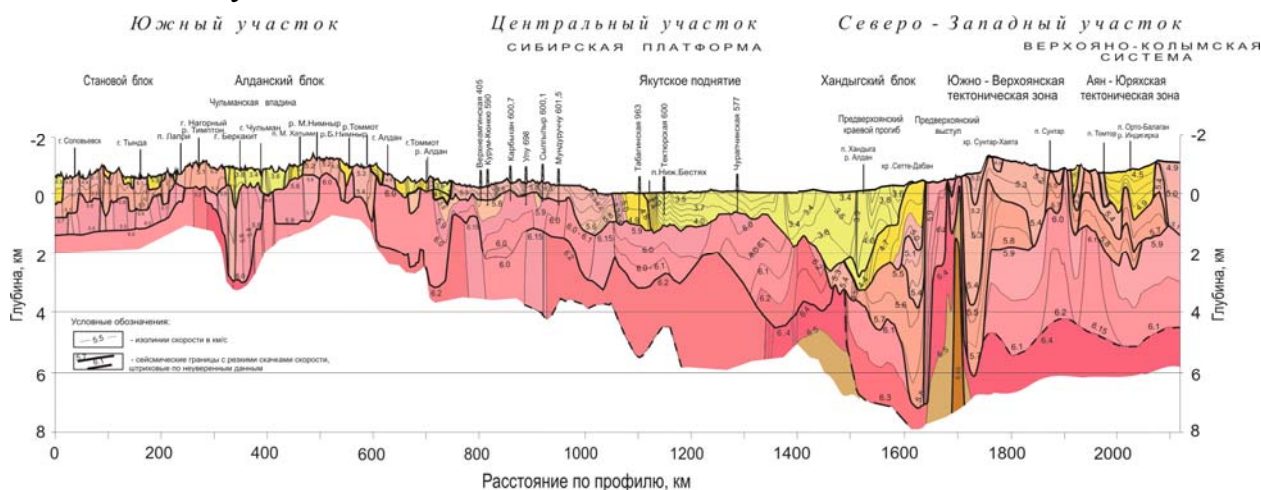


Рис. 1. Сводный сейсмический разрез КМПВ по опорному профилю 3ДВ.

Предверхоянский краевой прогиб ограничен на востоке одноименным выступом высокоскоростных пород (5.9-6.5 км/с), поднятых с глубины 6-8 км. Восточный борт выступа падает на восток под углом около 40 градусов. При этом зона разлома, ограничивающая выступ на западе, практически вертикальна, хотя логично ожидать ее падения также в восточном направлении, что требует дополнительных исследований. Надвигание хр. Сетте-Дабан на Сибирскую платформу амплитудой до 40 км можно объяснить присутствием под ним относительно слабо дислоцированных комплексов платформенных отложений.

На восточном фланге Предверхоянского выступа расположен глубокий прогиб, глубиной до 6 км, заполненный породами с такой же скоростью 5.0-5.7 км/с, как и в основании Предверхоянского прогиба.

На части профиля 1750-2100 км по характеру слоистости и складчатости в разрезе можно выделить три участка. В первом, относящемся к Южно-Верхоянской тектонической зоне (1750-1850 км профиля), наблюдается пологое залегание слоев и изолиний скорости. Второй участок (между п. Сунтар и п. Томтор) отличается складчатостью,

выклиниванием верхнего структурного этажа со скоростью 4.9-5.8 км/с и локальным выступом нижнего (со скоростью 5.9-6.0 км/с) практически до дневной поверхности. Отличительной особенностью третьего блока (Аян-Юряхской тектонической зоны) является слой низкоскоростных (4.5-4.9 км/с) слабо дислоцированных пород мощностью до 1.0-1.5 км. На глубине 4-5 км выделена отражающая граница пока не ясной природы.

Следует отметить, что интерпретацию скоростных характеристик двумерного разреза Верхояно-Колымской складчатой зоны необходимо проводить с учетом расположения профиля относительно приповерхностных геологических структур, что не является простой задачей в условиях трехмерной надвиговой складчатости.

ПАРАДОКСЫ РУДНО-РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КУЛАРСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА

Суплецов В.М.

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

Куларский горнопромышленный район при видимом разнообразии эндогенной золотоносности является одним из уникальных россыпных полигонов арктических территорий Верхояно-Колымской провинции. Несмотря на сравнительно короткий период освоения продолжительностью ~30 лет, начавшийся в 1960гг, данный район столь же долгое время считался восходящей звездой экстенсивной золотодобычи и дал всего 220т россыпного и только 1775кг рудного Au с месторождения Кыллах. В пределах складчато-глыбовых структур одноименного поднятия традиционно выделялось пять металлогенических зон[4,2]: Центрально-Куларская, Улахан-Сисская, Солурская, Магыл-Хаятинская и Янская. Первые три зоны явились источником промышленной россыпной золотоносности. В последних двух – известны лишь ареалы тонкого шлихового Au, сопровождающего Au-Hg-Sb прожилково-вкрапленную

минерализацию. На основе структурно-вещественных признаков выделяется три формационных типа[2] золоторудной минерализации. Это месторождения Au-кварцевой малосульфидной формации арсенопиритового и галенит-сфалеритового минеральных типов; месторождения Au-редкометальной формации, связанные с гранитоидами центрального Кулара; месторождения Au-Hg-Sb формации, подразделяемые на киноварный и антимонитовый минеральные типы. При доминирующем развитии орогенных Au-кварцевых месторождений в надвиговых структурах, определяющих масштаб и запасы россыпной металлоносности, обнаруживается присутствие эпитермальной Au-Ag минерализации. Представлена месторождениями Альфа, Мастах, Прямое, Позднее, Вещее, Верхнее и Чудное, которые выстраиваются в субдолготную полосу, сближенную или совмещенную со стратоидными жилами золотоносного кварца. Они расположены за контурами интрузивно-термальных куполов в терригенных отложениях перми. Минерализованные зоны брекчиевидного строения с прожилками халцедоновидного кварца, адуляра и каолинита содержат тонковкрапленный пирит с арсенопиритом, парагенезис электрумакюстелита и Ag сульфосолей. Пылевидное самородное Au имеет пробность 306-572‰. Полиmodalный состав золота в рудах и россыпях обусловлен полным совмещением в единых структурах разноэтапной минерализации[5] обычно малотоннажных промышленных объектов.

На территории рудно-россыпных зон осуществлялся основной комплекс прогнозно-поисковых работ, направленных на выявление и оценку коренных источников россыпей и объектов вероятной промышленной эксплуатации. Вопреки оптимистичным прогнозам эндогенной золотоносности, Кулар был и остаётся уникальным районом россыпной золотодобычи. Не менее важным следует считать промышленный ресурс погребенных, глубокозалегающих россыпей с законсервированными корами выветривания северного продолжения Куларского поднятия в направлении шельфа Приморской низменности.

Тем более считается[3,1], что средние запасы в золотоносных песках занижены на 15%; причём потери мелкого и тонкого Au в промышленной

эксплуатации россыпей составляли в эпоху социализма ~30%. Другим немаловажным признаком куларских россыпей, в отличие от прочих горнопромышленных районов является значительная концентрация белых галечников. Количество глыбового и штучного окатанного молочно-белого кварца массивной и полосчатой текстурной разновидности достигает 60% объёма промытых гало-эфельных песков[4]. Важным критерием прогноза рудоносности тех или иных провинций, изобилующих россыпной металлоносностью, следует считать оценку количественной роли и места так называемых белых галечников[7]. На Куларе предпринимались ревизионные работы по системному опробованию указанных белых галечников с целью дальнейшей промышленной переработки. Однако в силу неравномерной и спорадической золотоносности эти галечники не были запущены в разработку. Судя по аллювиально-плотиковому составу россыпных полигонов, намечается неодинаковая концентрация белых галечников в металлогенически различных зонах и узлах, свидетельствующая о составе, морфологии рудных тел и структурно-деформационном режиме их образования. Доминирующая роль белых галечников в техногенных гало-эфельных отвалах Куларского района указывает на присутствие малопригодных для промышленного освоения золото-кварцевых жил стратоидной морфологии в терригенных породах перми. На восточном склоне Куларского поднятия в надвигах залегают межпластовые жилы кварца; на западном борту – секущие жильные зоны.

Не менее важным критерием оценки ресурсов россыпного Au является фактор времени интенсивной разработки горнопромышленных районов Восточной Якутии по сравнению с классическими золотороссыпными провинциями. Подъём и продолжительный период освоения россыпных месторождений Au Калифорнии, Южной Австралии, Новой Зеландии, Новой Шотландии и Юкона-Клондайка на Аляске, начавшийся в 1850гг, охватывает почти полуторавековую эпоху. В соответствии с экстенсивной добычей россыпного Au осуществлялась не менее успешная активизация проспекторских работ по оценке и эксплуатации коренных месторождений Au. Так, в Австралии добыто россыпного ~1500т и рудного Au ~1000т, и только в 4 из 54 известных

рудно-россыпных узлов не выявлены коренные источники. Именно в 4 узлах гало-эфельные отвалы отличаются отсутствием какой-либо заметной доли кварцевого материала. В процессе prospectorских работ разрабатывалось до семи тысяч кварцевых жил; только 168 из них дали более чем 1т Au, а 12 рудных полей обеспечили добычу >30т каждое[8].

Сопоставление продолжительности разведки и эксплуатации россыпей Au основных горнопромышленных районов Восточной Якутии и золотороссыпных провинций других континентов подтверждает в целом не менее чем двукратный период освоения[1]. Это объясняется климатическими и временными факторами. Учитывая сезонный характер разработки россыпей в арктических территориях Якутии, также можно говорить о двукратном сокращении времени золотодобычи. Если освоение Куларского золотоносного района продолжалось ~30лет, то период активной эксплуатации охватывает всего лишь 15 лет или того меньше. Это естественным образом прямо влияет на неполноту извлечения россыпного Au, остающегося внутри разного рода целиках. Они связаны с недовскрытыми мерзлотными полигонами, межходовыми участками, бортами долин и прочими остаточными техногенными ресурсами. В целом, как правило, осуществлялась хищническая выборка наиболее богатых концентраций с основных струй россыпей. Кроме того, периодически возобновлялись панические настроения о полном истощении ресурсов россыпного Au. Так, в Аллах-Юньском золотоносном районе в 1950гг наметилось снижение содержаний Au в песках до 3-5г/т, что казалось вело к закрытию золотодобывающих артелей и консервации развернутой социальной инфраструктуры. Между тем артель "Дражник" продолжает ежегодно добывать ~1т россыпного металла. Неуклонное наращивание россыпной золотодобычи характеризует Верхне-Индигирский район. Подобные веяния о закате неоднократно возникали за всю историю Куларского золотоносного района, пока они, наконец, реализовались полным прекращением добычи металла и исчезновением всей инфраструктуры. Однако столь же последовательно добывается россыпное золото в штате Виктория и других регионах, несмотря на долгую историю освоения. В 1851г в США в отношении калифорнийских полигонов был

принят закон о запрете дражной разработки россыпей ввиду масштабного заиливания и заболачивания этих территорий. Между тем, позже в 1970-е гг. прошлого столетия компании вновь сочли необходимым вернуться к добыче россыпного Au уже посредством кучного выщелачивания. Это оказалось менее затратным по сравнению с массовым извлечением копродукта золота Cu-порфировых месторождений путем цианирования.

Миф об исчерпании потенциала ресурсов россыпей[6] особенно актуален в отношении Куларского района, имеющего реальные перспективы возобновления добычи золота в промышленных масштабах.

Литература:

1. Захваткин Л.Н. и др. Повторная отработка месторождений Куларского района// Колыма, 1986, №3, с.11-12
2. Москвитин С.Г. и др. Самородное золото Якутии(Куларский район. Новосибирск: Наука. 1997, С. 198
3. Пискунов В. И. Золото идёт ... в отвалы// Социалистическая Якутия, 3 апреля, 1968
4. Самусиков В.П., А.И. Сергеенко Некоторые особенности самородного золота Куларского района// Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974, с.212-230
5. Суплецов В.М. Криптовулканизм и рудоносность Верхояно-Колымского орогена// Материалы II Всероссийской конф, Благовещенск:ИГиП ДВО СО РАН, 2012. с.29-33
6. Флёров И.Б. Золото недр России: мифы, реалии, проблемы// Руды и металлы, 2004, №2, с. 7-15
7. Boyle R. W. The Geochemistry of gold and its deposits. - Geol. Surv. Canada, 1979, P. 584
8. Phillips G.N., Hughes M. J. Victorian gold deposits// AGSO J. Austral. Geol. And Geophys., 1998, 17, №4, p. 213-216

ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ РУДНИКА БАДРАН ...

Суплецов В.М., Серкебаева Е. С.

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

Позиция золоторудного месторождения Бадран, на базе которого действует рентабельный одноименный рудник, была предсказана геологом ВИРГРУ Е.П. Данилогорским в 1957г в Оймяконском районе Восточной Якутии. Им обозначены контуры, отчетливо дешифрируемой в увалистом мелкогорье, зоны Надвиговой по в.д. $141^{\circ}30'-141^{\circ}37,5'$ и с.ш. $64^{\circ}11,5'-64^{\circ}16'$ в междуречье рек Индигирки и Селерикана. Данная минерализованная структура на местности фиксируется рельефным геоморфологическим уступом на протяжении более 5км в субширотном направлении. Топонимика объекта, согласно словарю Даля, полностью отвечает толкованию слова "бадараны", т.е. болотистым местам с льдистыми нетающими торфами. Соответственно к открытию рудного узла привели кайнозойские россыпи Au. Относительно глубокозалегающее россыпное Au Бадрана выявлено В.С. Кравцовым в 1953г и было последним открытием из числа крупных россыпей Верхне-Индигирского горнопромышленного района. Однако имеются сведения о вольной добыче Au старателями еще в начале 19века, в дальнейшем создавшими корейскую диаспору междуречья Эльги-Куйдусуна Оймяконья. Россыпи Au залегают в аллювии руч. Большой Селерикан, Бадран, Балхан, Бедовый, Надеждин и др., из которых Дальстроем и по настоящее время добыто ~10т Au. Гранулометрический состав Au более чем на 90% образован пылевидным и мелким классом крупности(<1-2мм) пробой 864-957%₀[3]. В 1997г месторождение было лицензировано ЗАО "Западная" с установкой ЗИФ. За истекший период добыто ~ 23т Au и бипродукта Ag в количестве ~2,3т. В 2011г добыча составила 1381кг Au и Ag ~140кг. Соотношение ресурсов добытого металла из россыпей и руд даёт возможность судить об уровне эрозионного среза месторождения, оцениваемом в 0,5-0,7км. Сейчас эксплуатируемые горизонты уже располагаются ниже уровня развития

многолетнемёрзлых пород. По тоннажу месторождение относится к категории средних по запасам Au промышленных объектов, а по ежегодной добыче приближается к рейтингу продуцентов мирового класса.

Известная с 1950гг Мугурдах-Селериканская межантиклинорная синформа имеет изоклинальное покровное строение. Она протягивается от р. Тарын до р. Яны в северо-западном направлении, где упирается в Тирехтяхский поперечный разлом, трассируемый гранитоидным массивом. Синформа, ограниченная широтными надвигами в комбинации со сдвиговыми дуплексами на севере и юге[7], разделяет амагматичное Адыча-Эльгинское поднятие. Зона характеризуется оригинальным строением и полихронной рудоносностью. Ранее выделенные В.А. Амузинским[1] разноранговые кольцевые структуры, скорее всего, отражают позицию латентных вулканоструктур. К одной из них приурочены разрозненные дайки кайнотипных плагиориолитов. Рудоконтролирующая роль данной структуры заключается в том, что в её пределах расположены мезотермальные Au-кварцевые жилы в зонах линейной пиритизации. С ними структурно совмещена поздняя Au-Ag эпитермальная минерализация. На севере зоны имеется единственный рудно-россыпной узел Премияльный, а в её средней части расположено перспективное Сюрампинское рудное поле. Юго-восточный фланг отличается значительно более плотным распределением столь неординарных объектов: Бадран, Якутский, Спартак и др. Кроме гранитоидных пород мезозоя, в сопредельных, обтекающих Эльгинское поднятие, линейных складчатых структурах встречаются глубинные щелочно-базальтоидные вулканиты кайнозоя - тешениты и базаниты.

Месторождение локализовано в пологом надвиге(рис.1,2) висячего крыла синформы, имеющем юго-западную вергентность. По этому разлому аллохтонный блок, интенсивно минерализованных, туфогенных карнийских песчаников аркозового и полимиктового состава надвинут на сланцево-алевритистую толщу нижнего нория. В микститовых турбидитах нория обнаружена галька аналъцимовых граносиенитов фундамента. Минерализованная зона образована серией линзовидных кварцевых жил, чередующихся с интервалами прожилково-вкрапленных руд, которые

объединяются в шесть рудных столбов. Эти рудные столбы по простиранию иногда раздваиваются на отдельные кварцевые жилы, а на выклинивании разделяются субдолготными нарушениями, определяющими клавишное строение всей структуры, внутри которой кварцевожилные тела занимают пониженные интервалы данной зоны. Рудам свойственна малая сульфидность ($<1\%$), повышающаяся до 3-4% среди прожилково-вкрапленных разностей[8]. В строении линзующихся жил, наряду с полосчатыми и массивными текстурами молочно-белого кварца, обособляется осевая полоса кварцевого катаклазита мощностью 0,1-2м. Полоса катаклазита имеет прямолинейные контакты с массивным кварцем; интервалы выклинивания линзующихся жил также целиком сложены маршаллитовыми агрегатами кварца. Катаклазиты представляют собой однородный тонко диспергированный кварц порошковатой консистенции. Руды такого агрегатного состояния, фиксируемые при документации как дроблёный или брекчированный кварц, естественным образом улучшают их технологическое качество[6]. Вместе с тем они являются наименее минералогически изученным материалом. Au-Ag и антимонит-киноварные минеральные парагенезисы со ртутистым электрумом пробностью 400-700‰ эпизодически найдены лишь среди монолитного жильного кварца, пригодного для изготовления шлифов[4]. Видимые масштабы повсеместного катаклаза оцениваются не менее чем 50% кварцевожилной массы руд. Прожилки сплошного антимонита занимают косые поперечные сколы в жилах массивного кварца, а кристалломорфные вкрапления киновари и пираргирита рассеяны только среди катаклазитов. На верхних горизонтах среди отбеленных терригенных пород обнаруживались катаклазиты, сцементированные гидрослюдисто-каолинитовым материалом. При разведочно-эксплуатационных работах содержания Ag анализируются спектрохимическими методами в пределах 15-30г/т и, очевидно, недооцениваются в технологическом цикле извлечения благородных металлов. Хотя по ряду пробирных определений концентрации Ag достигали 50-100г/т и более. К этому нужно добавить находки сульфосолей серебра, интерметаллических, гидратоокисных и

сульфидных соединений Au[4], способных только увеличить полноту извлечения искоемых компонентов в процессе металлургического передела.

Метасоматические изменения рудовмещающих пород раннего этапа представлены традиционными березитами зонального строения. Помимо локального окварцевания вдоль жил, особенно проявлены анкеритизация и серицитизация, которые замещают наблюдаемые фрагменты альбитизированных пород. Импреньяция пирита следует на флангах и нижних горизонтах месторождения. Вместе с ним реже отмечается призматический и псевдодипирамидальный арсенопирит. Золотоносность этих минералов достигает всего лишь 20-200г/т. Поздние метасоматические преобразования, связанные с Au-Ag рудами, менее выразительны, поскольку обычно маскируются либо бронируются березитами. Эти ортометасоматические изменения относятся к аргиллизации и пропилитизации. В зоне смятия и милонитизации часты короткие просечки халцедоновидного кварца с адуляром. В основной ткани пород видны морфологически различные новообразования эпидота. Наряду с ним регулярно отмечается каолинит. Внешние ореолы характеризуются масштабным развитием ангидрит-марказит-каолинитовых метасоматитов. В результате столь мощной сернокислотной конденсации происходит эндогенное окисление и выщелачивание вкрапленных колчеданов, иногда замещаемых агрегатами эпидота, каолинита, барита и целестина. Вариации изотопов O и C кальцита периферийных билатеральных зон[2] указывают на то, что на глубине 200м от современной поверхности осуществлялось смешение ювенильных и метеорных флюидов со вскипанием и гипогенным разложением минералов кварцевых руд в процессе регенерации. Судя по минералогическому картированию[5], на месторождении сформировалась уже реювенированная вторичная эндогенная зональность в процессе дейтероорогенеза этой территории.

Вопреки декларируемой простоте минералогического состава шлихов[3], в значительных количествах содержится бурый железняк(10-50%) и магнетит(до 10%). Единичными зернами представлены: шеелит, ильменит, циркон, рутил, арсенопирит, анатаз, апатит, барит, гранат, гематит, лейкоксен, мусковит, пирит, сфен, турмалин, халькопирит и

шпинель. Присутствуют кристаллы и сфероиды электрума. Также типичен барит, количество которого в шлихах ряда месторождений достигает 18-25% - минерала эпитеpmальных руд. В целом шлихи россыпей данного района условно делятся на Au-пиритовые и, в меньшей мере, Au-шеелитовые. Учитывая доминирующую роль лимонита, магнетита, шпинели и гематита при спорадической встречаемости сульфидов, уже можно было говорить о гипогенном окислении руд и образовании новых минеральных видов. Безуспешный опыт добычи мелкого белого Au(87%) отсадочными машинами из россыпей Интаха и Чуугуна Нерской зоны(1937-1964гг) позволяет утверждать, что недоизвлеченный ресурс россыпного электрума на Бадране может достигать 1-2т Au, которое вероятно было проигнорировано ввиду богатых концентраций в целом.

Au-Ag месторождение Танин расположено в 10км на юго-восток от рудника Бадран, вблизи Кенгнейского надвига(рис.1,3). Представляет собой сдвоенную минерализованную структуру, секущую гравелит-песчаниковые пласты карния. Одна из сколовых трещин выполнена субвертикальной линзующейся жилой метаколлоидного кварца брекчиевидной текстуры, сопровождаемой серией оперяющих прожилков гребенчатого кварца с ураганными содержаниями Au пробой 831-854‰. На глубине 70м жила, пересекая алевролиты, выклинивается, и взамен появляются просечки только каолинита; далее по падению среди гравелитов вновь следует кварцевая жила. В рудах Au ассоциирует с адуляром, эпидотом, баритом и ярозитом; рудные минералы окислены до лимонита и тенорита. Диагностика целестина, псевдоморфно замещающего пирит, по иному объясняет природу концентраций Sr(40-500г/т) в рудах Бадрана[8]. Несмотря на видимую однородность метаколлоидного кварца, местами угадывается присутствие “теневой” брекчии раннего молочно-белого кварца. В метасоматитах развиты две морфологических разновидности эпидота, по латерали сменяемые агрегатами хлопьевидного диабантина. На объекте с приповерхностного горизонта добыто рудного Au только 11кг, а россыпного металла - 174кг из руч. Тирехтях-Эгелях.

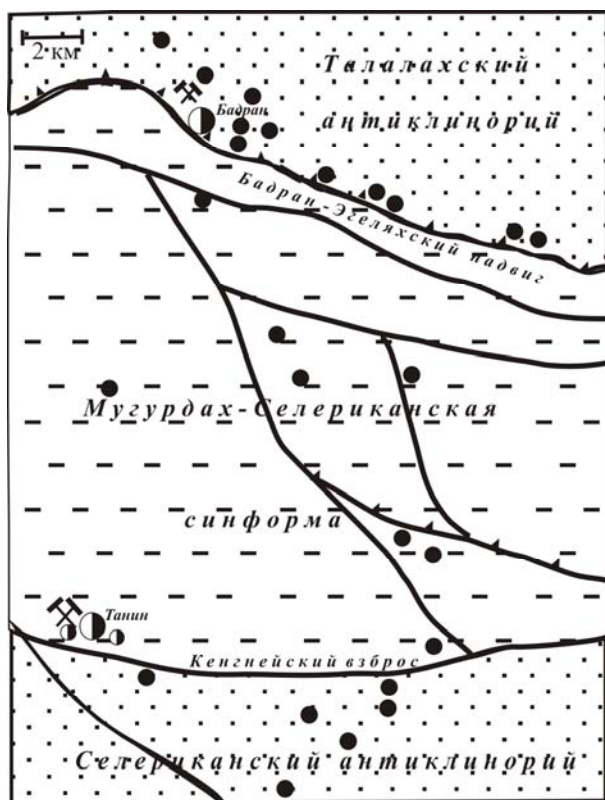


Рис.1. Схема Бадранского рудного узла

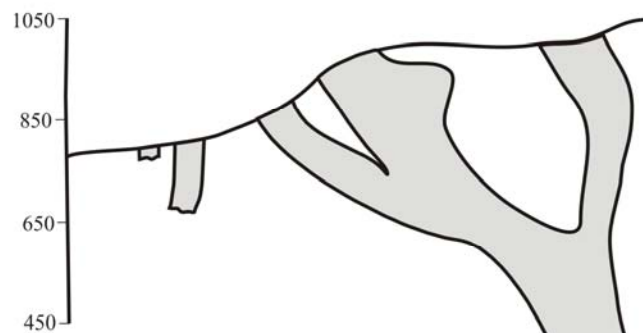


Рис.2. Рудные столбы зоны Надвиговой в вертикальной плоскости [5]

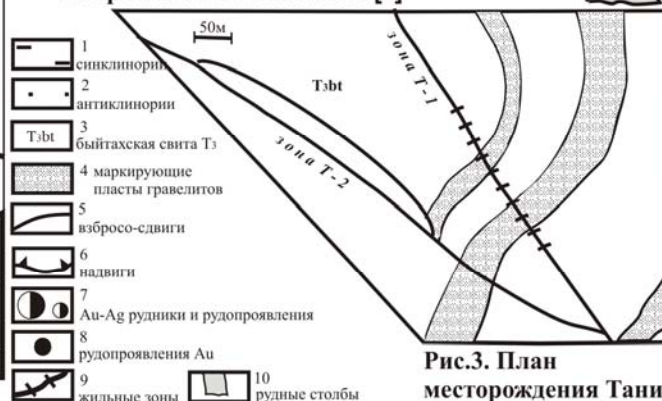


Рис.3. План месторождения Танин

Литература:

1. Амузинский В.А. и др. Месторождение золота Бадран// Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb, и Pb-Zn руд месторождений Якутии. Якутск, 2002, с. 40-64
2. Амузинский В.А. и др. Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран// Геол. и полезн. ископ. центр. части Главного металлоген. пояса Северо-Востока СССР. Якутск, 1989, с.91-103
3. Андрианов К.С., П. М. Шумилов Верхнеиндигирский золотоносный район// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока СССР. Москва, изд-во АН СССР, 1961, с.353-371
4. Анисимова Г.С. и др. Самородное золото месторождения Бадран// Отечественная геология, 2006., №5, с. 36-47
5. Попов А.Л. Зональность золоторудного месторождения Бадран(Восточная Якутия)// Колыма, №9-10, 1994, С.24-29
6. Суплецов В.М. Рулоносные катаклазиты кварца месторождений золота Якутии// Материалы всесоюзной конф. 100-летию Н.В. Петровской, т.П, 2010, с.238-240
7. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран// Изв. вузов. Геология и разведка, 1999, №1, с.60-65
8. Яновский В.М., Т.А. Мыскова Бадранское рудное поле// Золоторудные месторождения СССР. М., 1988, т.4, с.48-55.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАНА НА СЕВЕРО - ВОСТОКЕ РОССИИ

Сушкин Л.Б.

LLC «Western Pacific Minerals», г. Хабаровск

wpm-s@mail.ru

Главные закономерности формирования и размещения в Российской Арктике и Субарктике минеральных и энергетических ресурсов определяются её особым приполярным положением в структуре нашей планеты, своеобразием генерирования рудного и органического вещества и его локализацией в немногочисленных, но крупных, суперкрупных и уникальных месторождениях. Последние входят в полигенные, полихронные и полиметалльные рудные провинции, располагающиеся на стыке Арктического циркум-полярного и сети субмеридиональных планетарных поясов [1, 4, 13].

К таким крупнейшим провинциям относятся Яно - Чукотская и Корякско - Камчатская промышленно - рудоносные провинции, расположенные в восточном секторе Российской Арктики и Субарктики. Этот единственный в данных долготах северного полушария крупный массив суши обладает и целым рядом уникальных геологических и металлогенических особенностей. Специфичность металлогении данной территории, наряду с её положением в приполярном сегменте нашей планеты определяется также принадлежностью значительной восточной её части к Северо-Американской плите земной коры, с присущей ей богатой минерагенией [5, 8, 9, 10, 12], (Goldfarb, 2004; Nokleberg, 1994, 1997; Roper, 1981; Michel, 1978; Morton, 1978; Patton, 1973; Bowie, 1970 и др.).

Восточный сектор Российской Арктики и Субарктики наряду с уникальными ресурсами благородных, редких и цветных металлов обладает не только значительными запасами каменных и бурых углей, углеводородными и геотермическими ресурсами [4], но и ещё одним важным компонентом своего энергетического потенциала. С первых

послевоенных лет регион является предметом пристального внимания и отечественных геологов – уранщиков. За прошедшие десятилетия здесь выявлены десятки рудопроявлений урана и несколько месторождений.

Последние проведенные в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области и ОЧВП мелкомасштабные специальные прогнозно-металлогенические исследования (Сушкин, Алексеев, Торопанов, Белов и др., 1989) позволили установить главные закономерности локализации, критерии и признаки проявленного здесь уранового оруденения, дать комплексную оценку перспектив ураноносности Северо - Востока России, ресурсного потенциала как отдельных, наиболее важных его зон и областей, так и всего этого крупного региона нашей страны. Выполнённый в процессе этой работы всесторонний анализ обширного материала убеждает в том, что этот регион, располагает весьма значительным, но слабоизученным на сегодня урановорудным ядерным энергетическим потенциалом [2, 3, 5, 6, 7, 10, 11, 12].

Общей закономерностью для всего Северо-Востока России является приуроченность большинства выявленных месторождений и рудопроявлений урана к жёстким структурам срединных массивов и участкам наложения на них структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Лишь треть урановых проявлений расположена в геосинклинально-складчатых системах. Весьма показательно, что даже в самой неураноносной современной островодужной зоне Северо-Востока единственное выявленное урановое рудопроявление Первенец локализовано в метаморфитах срединного массива Центральной Камчатки.

Внутри жёстких массивов общей закономерностью является тяготение урановых проявлений к краевым, наиболее активизированным и гранитизированным блокам. Важным моментом является также контроль уранового оруденения крупными разломами и рифтогенными структурами. В складчатых системах мезозойское абсолютное большинство урановых проявлений генетически связано с орогенным гранитоидным магматизмом.

Проведённый анализ позволяет сделать важный вывод о том, что на территории Северо-Востока России в целом сохраняются основные закономерности локализации уранового оруденения, ранее установленные

в промышленных урановорудных провинциях мира, стран СНГ, нашей страны, в том числе свойственные для юга Дальнего Востока России [3, 5, 6, 7, 8, 9, 10].

В то же время, эта огромная территория остаётся в целом крайне слабоизученной на предмет уранового оруденения. В настоящее время этот регион нуждается в целенаправленном геологическом доизучении и среднемасштабных прогнозных исследованиях с целью локализации перспективных площадей и участков, на которых экономически целесообразно проводить последующие поисковые работы. В связи с необычайно широким развитием здесь интенсивных процессов мезозойской тектоно-магматической активизации, перспективы наиболее изученных районов ОЧВП и Чукотской провинции, в частности, связаны с эндогенным жильно-штокверковым урановым оруденением «стрельцовского типа».

При этом, нельзя не видеть, что ураноносность структур ОЧВП изучена значительно лучше, в то время как метаморфогенные и осадочно-терригенные комплексы фундамента и чехла срединных массивов этого региона изучены совершенно недостаточно, ввиду чего ведущий тип возможных там месторождений остаётся неопределённым. Вместе с тем, о перспективности этих территорий свидетельствуют, в частности, формационное разнообразие выявленных здесь рудопроявлений урана, процессы интенсивного перераспределения радиоактивных элементов, многочисленные аномалии торий - урановой и урановой природы.

Не смотря на то, что большая часть территории Северо-Востока России значительно удалена от платформ, учитывая комплекс структурно-формационных критериев и признаков, эпикратонный характер Верхояно-Чукотской складчатой области, включающей крупные срединные массивы с широким развитием несогласий, яркими признаками протоактивизации и др., эта территория, по мнению автора, требует оценки и на предмет выявления оруденения древних платформ, в первую очередь, протерозойское полигенное стратиформное урановое оруденение в зонах региональных несогласий («unconformity type deposits»), установленное, в частности, в северных районах Северо-Американской платформы (Percival,

1993; Philippe, 1993; Sibbald, 1988; 1983; Tona, Alonso, 1985; Wallis, 1983; Rimsaite, 1977 и др.).

По мнению автора, перспективы ураноносности срединных массивов Северо-Востока России, в том числе, на оруденение «типа несогласия», не уступают сопоставимым по размерам перспективным Восточно-Алданской, Саяно-Байкальской и Карело-Кольской провинциям.

Широкое развитие на Северо-Востоке наряду с орогенным гранитоидным магматизмом мезо - кайнозойских депрессионных структур позволяет весьма высоко оценивать его перспективы и на экзогенно - эпигенетическое (гидрогенное) урановое оруденение так называемого «палеодолинного» типа, подобное тому, что было выявлено в середине XX века в Казахстане и Узбекистане, а в последней четверти XX века - и в ряде регионов России: Зауральской, Западно-Сибирской, Забайкальской, Ханкайской провинциях.

За истекший период на территории Северо-Востока России проведён широкий спектр геолого-геофизических исследований различного масштаба, выполнен ряд глубоких научных обобщений. Так как этот новый и разнообразный материал на сегодня совершенно недостаточно проанализирован с позиций металлогении урана, проведение такого всестороннего анализа представляется наиболее актуальной и первоочередной задачей.

При исследованиях металлогении урана на данной территории с богатой и разнообразной минерагенией принципиально важно продолжить изучение его взаимосвязей с доминирующим здесь золото-серебряным и редкометальным оруденением. Это тем более важно, что в целом ряде рудных районов установленная урановая минерализация тесно пространственно совмещена с редкометальным (Чаунский, Майский рудные районы), золото-серебряным (Омсукчанский рудный р-он и др.) и другим рядовым оруденением.

Вопреки тому, что основная часть минерально-сырьевой базы урана как СССР, так и России была сосредоточена в XX веке в южных регионах страны, учитывая перспективы ураноносности российского Северо-Востока, Анабарского щита, Таймыра, Северо-Запада России, грандиозные

планы освоения обширного арктического шельфа, по мнению автора, в XXI веке должна значительно возрасти роль её северной и субарктической составляющей.

Автор посвящает эти скромные тезисы 65-летию начала поисков урана на Северо-Востоке России, старшему поколению геологов СССР, сумевших на драматичном рубеже истории в короткий срок создать надёжный урановорудный потенциал своей страны.

Литература:

1. Арктика на пороге третьего тысячелетия. (ресурсный потенциал и проблемы экологии). СПб.: Наука, 2000. 247 с.
2. Бавлов В.Н., Машковцев Г.А. Наумов С.С., Шаталов В.В. Перспективы обеспечения, производства, воспроизводства и потребления уранового сырья // Разведка и охрана недр. 2006. № 3. С. 6 – 10.
3. Ван-Ван-Е А.П. Типы уранового оруденения Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1996, Т. 15, № 2, С. 126 – 133.
4. Гончаров В.И., Глотов В.Е., Гревцев А.В. Топливо - энергетический потенциал Северо - Востока СССР // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 35 – 46.
5. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. ИТиГ ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 372 с.
6. Ищукова Л.П. Ашихмин А.А., Константинов А.К., Костиков А.Т., Модников И.С., Сычёв И.В., Толкачёв А.Е., Чесноков Л.В., Шумилин М.В. Урановые месторождения в вулканно – тектонических структурах. М.: ВИМС, 2005. 212 с.
7. Константинов А.К. Урановый потенциал Чукотки. «Минеральное сырьё », № 16. М.: ВИМС, 2005, 123 с.
8. Лавёров Н.П., Смирнов А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 219 с.
9. Лавёров Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В. Урановые месторождения стран содружества, основные промышленно - генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений, 1992, № 2. С. 3 - 18.
10. Основы прогноза урановорудных провинций и районов. М.: 1986. 206 с.
11. Сушкин Л.Б. Важный компонент энергетического потенциала восточного сектора Российской Арктики // Россия в МПГ - Первые результаты: Всероссийская конференция: Тез. докл. Сочи. 2007.
12. Сушкин Л.Б. Об урановорудном потенциале Северо-Востока России// Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России: Годичная сессия РМО: Тез. докл. Москва. Гос. Геол. Музей имени В.И. Вернадского, 2007. с. 136 - 139.

О РУДОНОСНОСТИ АРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМ-ПОЛЯРНОГО ПОЯСА ЗЕМЛИ

Сушкин Л.Б.

*LLC «Western Pacific Minerals», г. Хабаровск,
wpm-s@mail.ru*

Минерально - сырьевая база Российской Арктики и Субарктики определяется месторождениями благородных, редких, цветных и чёрных металлов, драгоценных и поделочных камней, а также беспрецедентными энергетическими ресурсами. Наряду с ресурсами углеводородного сырья, запасами углей и геотермической энергии [1], она обладает и значительным, но пока слабоизученным ядерным энергетическим потенциалом, роль которого будет возрастать [3].

Наиболее ярко в Арктическом поясе проявлена концентрация благороднометалльного, редкометалльного оруденения, цветных металлов (особенно, медно-кобальт-никелевого оруденения) и алмазов, при подчинённой роли железа - полиметаллического оруденения.

К таким крупнейшим металлогеническим провинциям северного полушария Земли относятся Скандинавская, Карело-Кольская, Архангельская, Тимано-Новоземельская, Таймыро-Норильская, Быррангская, Североземельско-Таймырская, Якутская, Анабарская, Корякско-Камчатская, Яно-Чукотско-Аляскинская, Юконская, Большого Невольничьего озера, Черчилл, Лабрадорская, Западно - Гренландская и Восточно - Гренландская [1, 2].

Из рудных полезных ископаемых наиболее всего тяготеют к Арктическому сегменту нашей планеты месторождения платиноидов. Они ассоциируют с ограниченным числом - мафит - ультрамафитовых комплексов (8 формаций), а также связаны с черносланцевыми толщами, железистыми кварцитами, известковыми скарнами, образуя

разномасштабные рудно - магматические и рудно - метасоматические системы (РМС), контролируемые зонами рифтогенеза, наиболее глубинными зонами флюидов и магмогенерации [1, 2].

. Такие РМС с крупными и уникальными месторождениями расположены обычно на пересечении протяжённых субмеридиональных и субширотных металлогенических поясов.

К таким платиноносным металлогеническим поясам в восточном полушарии планеты относятся субмеридиональные Восточно-Европейский, Уральский (часть Уральско-Бушвельдского планетарного пояса), Алдано - Североземельский (часть Алдано-Гренландского планетарного пояса), Дальневосточный (часть Циркум- Тихоокеанского планетарного пояса), и субширотные пояса - Арктический и Амуро - Алтайский [2]. На пересечении Арктического пояса с Восточно-Европейским располагается Карело-Кольская платиноносная провинция, а с Алдано-Гренландским - Таймыро-Норильская, являющиеся крупнейшими платиноносными провинциями мира.

Максимальной рудонасыщенностью характеризуются области пересечения Арктического циркум - полярного и Циркум - Тихоокеанского минерогенических поясов [1, 2], свидетельством чего является уникальная золотоносность и оловоносность Восточной Якутии, Колымы и Чукотки, Аляски и Юкона (золоторудный пояс Тинтина), платиноносность Корякского нагорья и Южной Аляски. Это касается и медного оруденения, представленного как медно - порфировыми объектами Охотско - Чукотского вулканогенного пояса (месторождение Песчанка), так и оруденением в медистых песчаниках Верхоянья, Колымо - Омогонского массива, Аляски (месторождения Борнит, Руби-Крик), и Северо - Запада Канады (мест-ние Редстоун).

Наиболее ярким свидетельством этого является Чукотское звено с его уникальными запасами золота, серебра, олова, вольфрама, сурьмы, ртути и других металлов, крайне редкими как для Арктического, так и Тихоокеанского циркумполярного пояса, значительно превосходящее по прогнозным ресурсам золота Аляску и Северную Канаду [1, 2].

Особое место занимает Уральский платиноносный пояс на границе Восточно-Европейской и Сибирской гиперплатформ, являющийся, по мнению ряда исследователей, сегментом глобального кольца рифтогенных структур, располагающихся вдоль Урало – Африканской аномалии плотности мантии, что дало им основание выделить крупнейший планетарный Урало-Бушвельдский платиноносный пояс протяжённостью более 12 тыс. км, история формирования которого чрезвычайно сложна, и остаётся дискуссионной [2]. Если в пределах Кольской провинции платиноидный рудогенез продолжался около 2 млрд. лет, то его длительность в Урало -Бушвельдском поясе была около 3 млрд. лет [3].

Учитывая планетарные масштабы Урало-Бушвельдского благороднометалльного минерагенического пояса, весьма вероятно его влияние не только на Арктическом шельфе, но и на Северо - Американском континенте, где с его продолжением может быть связано благороднометалльное, медно - кобальт - никелевое и хромитовое оруденение металлогенических провинций Большого Невольничьего озера (м-ия Лупин, Йеллоунайф), Скалистых гор (м-ие Стиллиуотер), Черчилл (м-ия Томпсон, Линн-Лейк) в Канаде и США. Признаки минерации, присущей Урало - Бушвельдскому поясу, отмечены также как в Западной Антарктиде - на южном берегу Моря Уэдделла, так и в её восточной части, в районе 60° меридиана: проявления золота, платиноидов и алмазов в подножии Гор Принс - Чарльз.

При этом, не могут не обращать на себя внимание многие общие черты тектоники, магматизма, и особенностей самого платиноидного орудения, отмеченные исследователями в различных, часто очень удалённых друг от друга платиноносных поясах: Урала, Алдана, Корякии и Аляски, Бушвельда (ЮАР), Стиллиуотера (США), Садбери и Маскока (Канада), Скергаарда (Гренландия), массивов Балтийского щита и Восточной Сибири [1, 2].

В отличие от Арктики, большая часть Антарктического сегмента Земли скрыта ледниками и водами океанов, но целый ряд данных указывает на существования и здесь циркум - полярного Антарктического минерагенического пояса. Об этом свидетельствует, как весьма

разнообразное геологическое строение Антарктики [4], так и богатейшая минерагения смежных с Антарктикой южных частей Африки, Америки, Индии и Австралии, обнаружение в Антарктиде продуктивных магматических комплексов и многих полезных ископаемых: железа, меди, золота, платиноидов, урана, угля, углеводов и др. Это позволяет утверждать, что недра Антарктиды и её континентального шельфа являются надёжным источником разнообразного минерального сырья и для будущих поколений [4].

Автор посвящает эти тезисы 65 - летию покорения Северного полюса российской высокоширотной экспедицией «Север-2», закреплённого ныне установкой Российского Флага на полярном дне, - с верой в то, что реализация планов освоения Севера и Арктического шельфа откроет новые, пока неведомые страницы геологии и богатой минерагении древней Арктической Прародины наших далёких предков.

Литература:

1. Арктика на пороге третьего тысячелетия. (ресурсный потенциал и проблемы экологии). СПб.: Наука, 2000. 247 с.
2. Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышёв Н.М., Яцкевич Б.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 121 с.
3. Сушкин Л.Б. Об урановорудном потенциале Северо-Востока России// Минералогические исследования и минерально - сырьевые ресурсы России: Сессия РМО: Тез. докл. М.: Музей им В.И. Вернадского РАН. 2007. С.136-139.
4. Mineral resources potential in Antarctica //Antarctica Res. Ser. 1990. Vol. 51. 319 p.

СТРУКТУРНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ НЕРАВНОВЕСНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТОНГОКОЧИНСКОГО РАЙОНА ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

Татьков Г.И.¹, Бадерин А.М.¹, Татьков И.Г.²,
Астахов Н.Е.¹, Цыденов А.Б.¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

²Бурятский филиал Геофизической службы СО РАН, tigr325@gmail.com

В результате АГСМ-съёмок масштаба 1:25000 ПГО «Читагеология» на территории Тонгокочинского района (Забайкальский край) в 1984-88 гг. выявлены многочисленные проявления неравновесного гидрогенного урана в аллювиальных отложениях современных пойм и надпойменных террас. Уран находится в сорбированной, легко извлекаемой форме. Малые по запасам (от 800 т. до 3-5 тыс. т.), но компактно расположенные месторождения с глубиной залегания 1-5 м. пласто- и лентообразных рудных тел могут представлять повышенный интерес в связи с высокой рентабельностью и технологичностью их отработки способом кучного выщелачивания.

В качестве главного источника залежей приповерхностного гидрогенного урана предполагаются граниты с редкоземельной, ториевой и урановой минерализацией. Считается, что осаждение урана из грунтовых вод происходит на окислительно-восстановительных геохимических барьерах - в толщах с повышенными содержаниями органического вещества, железа, сульфидов и т.д. [5].

Радиогенные торфяники обычно содержат повышенные содержания W(0.002-0.006%), Mo(0.002%), Cu(0.015%), Be (0.005%), Sb (0.02%). Геохимический спектр образований типа кор выветривания по гранитоидам гораздо беднее и отличается лишь повышенными содержаниями вольфрама (до 0.003%).

При электронно-микроскопическом изучении гранитов (ГИН СО РАН, 2011- по неопубликованным данным Риппа Г.С.) определено, что уран локализован в уранините, отмечен в составе главных примесей (до 20%) в торите (силикат тория) и чералите (фосфат тория). Встречаются минералы сложного уран-торий-редкоземельного состава, относящиеся вероятно к фторкарбонатам. В качестве примесей (до нескольких процентов) уран и торий присутствуют в цирконе и монаците.

Особенностью изучаемого типа экзогенного оруденения является малая радиоактивность продуктивных толщ, при высоких содержаниях полезной компоненты, что не позволяет эффективно применять традиционные методы наземной радиометрии, а требует комплексного подхода и совершенствования методики полевых работ.

На известных рудопрооявлениях Сиротинка и Орогочи в пределах Каренгской потенциально-ураноносной площади Геологическим институтом СО РАН в 2010-12 гг., проведены комплексные геофизические структурно-картировочные и специализированные поисковые работы масштаба 1:25000. Цель исследований - выработка поисковых критериев и признаков для поверхностного гидрогенного типа уранового оруденения и детальное оконтуривание потенциальных ураноносных участков. Геофизические наблюдения выполнялись с помощью радиометров СРП-68-03, современных магнитометров МИНИМАГ, электроразведочных измерителей типа ЭИН-209М, (генератор ГЭР-50W), высокопроизводительных, цифровых полевых гамма-спектрометров GS-512 (Чехия). Измерения радона, накопленного за 12 часов угольными модулями в закопушках производились в специально организованной полевой гамма-спектрометрической лаборатории (методика разработана в Лаборатории методов сейсмопрогноза ГИН СО РАН).

Опережающие геофизические работы сопровождалась поисково-оценочным бурением, которое выполнялось ЗАО «Витимгеопроект» с целью геолого-экономической и технологической оценки уранового оруденения в рыхлых отложениях речных долин [1,2,3,4,6].

Поисковым бурением на перспективных участках установлена пространственная и парагенетическая связь уранопрооявлений с рассеянной

сульфидной (пиритовой, молибденитовой) или гематитовой минерализацией. Сульфидизация предопределяет появление небольшого аномального эффекта вызванной поляризации ВП, что расширяет поисковые возможности электроразведки при картировании близповерхностных залежей.

Методами электротомографии с установкой «диполь - диполь» ниже субгоризонтальных залежей новообразованного гидрогенного урана, в подстилающем фундаменте практически всегда фиксируются контрастные высокоомные крутопадающие объекты (рис.1) – приразломные зоны окварцевания и околорудных изменений. Учитывая общие особенности миграции комплексных соединений урана в водных растворах и способность осаждения его под воздействием восстановителей (сульфиды, любая органика, торфяники), сорбентов или повышения концентрации при вымораживании поступающих рассолов, можно предположить рудоконтролирующую, или даже рудовмещающую роль выявленных зон тектонических нарушений повышенной проницаемости.

Другим поисковым признаком рентабельных, приповерхностных ураноносных залежей в долинных отложениях являются интенсивные (первые сотни мкР/ч; 50-100 ед.экв.U) площадные или сближенные точечные аномалии МЭД (ШРМ и ГСМ) существенно урановой природы, а также интенсивные (5-10 фонов) аномалии содержаний урана.

Обнаружена прямая корреляционная связь между значениями МЭДГИ, по шпуровой радиометрии и по данным ГСМ, при большей чувствительности и производительности последней. С помощью гамма-спектрометров GS-512 появилась возможность установить урановую или ториевую природу радиоактивности. Интенсивность урановых ГСМ-аномалий над слепыми рудными залежами, контролируемыми разломами, хотя и достигает относительно небольших значений - $10-15 \times 10^{-4}\%$, но вполне достаточна для их уверенного выделения при уровне фона ($3-5 \times 10^{-4}\%$). В результате наземная площадная съемка с современными, высокопроизводительными цифровыми гамма-спектрометрами GS-512 позволила закартировать границы рудных покровов, оценить содержания

рудных компонентов и корректировать места заложения поисковых скважин.

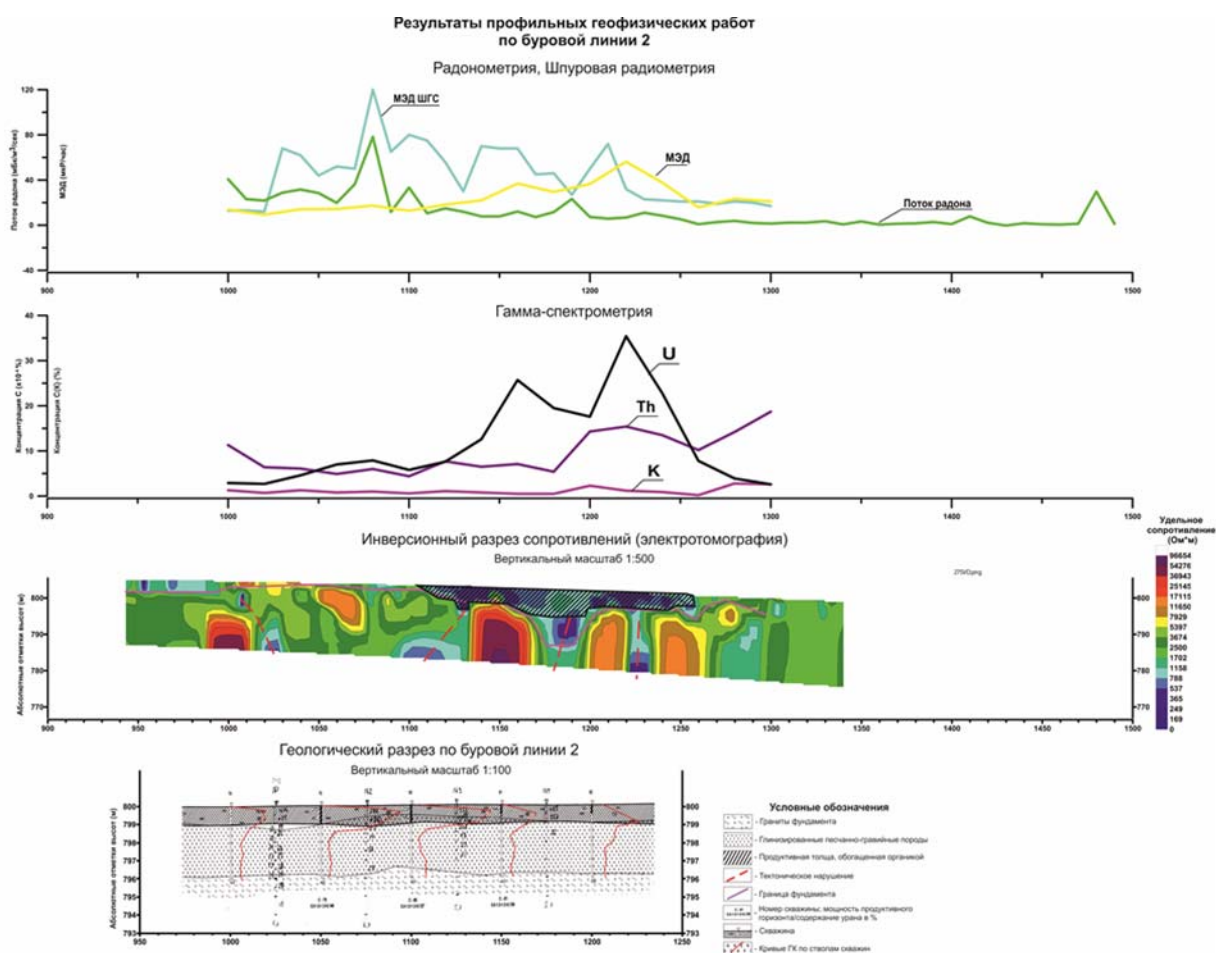


Рис. 1. Результаты геофизических работ по линии 2 на уч. Сиротинка

В целом для исследуемого района характерна пространственная связь уранового оруденения с аномалиями эксхалляций радона, как сопутствующего фактора «молодых» процессов рудообразования и тектоники, а также с аномалиями вызванной поляризации, как признака восстановительных обстановок (органического вещества, сульфидизации), благоприятных для осаждения урана из водных растворов.

Подтверждена возможность выявления и картирования методами электротомографии, электромагнитного сканирования МПП приповерхностных, малоамплитудных (5-10м) мультислойных структур, благоприятных для формирования ураноносных залежей в условиях промороженного верхнего почвенного слоя (ВПС).

Проведенные опытно-методические работы доказывают необходимость применения гамма-спектрометрии и структурных методов геофизики при поисках близповерхностных месторождений гипергенного урана на территории Тонгокочинского района (Забайкальский край).

Литература:

1. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе / 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Недра, 1980. - 391 с.
2. Гофман А.М. Метрологические параметры лабораторного гамма-спектрометрического метода анализа / А.М. Гофман // Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979.-С.7-21.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. - Л.: Недра, 1980. - 344 с.
4. Краснов А.И. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков слабопроявленных месторождений урана. Методическое руководство. Л., «Недра», 1975, с.108.
5. Лаверов Н.П, Шумилин М.В., Мельников И.В. и др. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана. М., «Недра», 1989, 270 с.
6. Перевалов А.В., Астахов Н.Е., Цыденов А.Б. Измерение радона при радиоэкологических исследованиях //Город: прошлое, настоящее, будущее: Материалы международной конференции. Иркутск, 1998. - С. 43-45.

О СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ ТЕХНИКИ И ТЕХНОЛОГИИ БУРЕНИЯ СКВАЖИН БОЛЬШОГО ДИАМЕТРА ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Тимофеев Н.Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Ежегодное увеличение объемов буровых разведочных работ в районах распространения многолетнемерзлых пород, производимых самым распространенным, универсальным вращательным способом, являющимся

одновременно сложным, многофакторным процессом, требует нового подхода к выбору современной буровой техники и технологии.

Совершенствование технологических параметров, таких как – нагрузка на долото (P), частота вращения инструмента (n), проходка за рейс (L_p) и спуско-подъемные операции, рекомендуется применение в геологоразведке современной строительной буровой установки с использованием нового способа - технологии келли-штанги [1].

При использовании келли-технологии, благодаря плавным переходам внутренних штанг ко внешним, исключается возможность потери выбуренной породы с бурового снаряда при подъемных операциях, тогда как в обычных буровых установках разъединения буровых штанг сопровождаются ударами, вызывающими высыпание разрушенной породы из бурового снаряда и снижение качества отбираемой пробы.

Для эффективной разгрузки с бурового снаряда выбуренной породы, необходимо, чтобы буровая установка была оснащена поворотной платформой. Такая конструкция буровой установки, позволяет обеспечить безопасность при разгрузочных и вспомогательных работах, в которых существует вероятность попадания извлеченной пробы в скважину с бурового снаряда или при вспомогательных работах (замена породоразрушающих инструментов, устранение поломок бурового снаряда и т.д.) попадания инструментов в скважину, что создаст аварийную ситуацию.

При бурении разведочных скважин большого диаметра в условиях мерзлых пород на разведке россыпных месторождений полезных ископаемых, где основной целью и задачей является качественный отбор пробы, эффективным способом транспортирования разрушенной породы является механическое удаление шлама с помощью винтового транспортера (шнека) выполняющего одновременно функцию бурильной колонны.

Изучением процесса шнекового транспортирования разрушенной породы при бурении скважин большого диаметра занималось большое количество исследователей. Однако осветить все исследования в данной области в рамках одной работы крайне затруднительно. Поэтому

остановимся на исследованиях, наиболее соответствующих тематике работы, а именно к транспортированию разрушенной породы по вертикальным шнекам при бурении скважин большого диаметра.

Такие исследования проведены Д.Н. Башкатовым [2], и по результатам разработана методика для определения минимальной частоты вращения шнека n_{min} (в об/мин), обеспечивающая транспортирование разрушенной породы вверх:

$$n_{min} = \frac{30}{\pi} \sqrt{\frac{g(\sin\alpha + f_r \cos\alpha)}{R f_c K_1 K_2 (\cos\alpha - f_r \cos\alpha)}} , \quad \text{об/мин} \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения, м/с²; α – угол реборды шнека (град); $f_m=0,2$ – коэффициент трения породы о винтовую поверхность шнека; R – радиус шнека (м); $f_c=0,5\div0,6$ – коэффициент трения породы о стенки скважины; $K_1=0,8\div0,9$ – коэффициент, учитывающий заполнение шнека; $K_2=0,9$ – коэффициент, учитывающий действие сил трения на транспортируемые частицы.

Из практики бурения шнеками и заключений исследователей известно, что все силы сопротивления поступательному перемещению каждого резца породоразрушающего инструмента, силы трения реборды шнека и разрушенной породы о стенки скважины, а также, при возрастании коэффициента заполнения шнека k , при котором резко увеличивается сила трения породы о поверхность шнека $F_{ш}G$, представляют общий суммарный момент сил M_{Σ} сопротивления на исполнительном органе и на валу привода вращателя буровой установки, который с увеличением диаметра бурового снаряда резко возрастает и требует дополнительной мощности и частоты вращения буровой установки, одновременно снижая механическую скорость бурения $V_{мех}$.

С этой целью, нами разработан специальный буровой снаряд, в котором шнек располагается внутри свободно подвешенной на подшипниковой опоре колонковой трубы (рис.1), исключаяющей возможность прямого контакта реборды шнека и разрушенной породы со стенкой скважины.

Благодаря такой конструкции бурового снаряда, намного снизятся действующие на шнековый транспортёр суммарный момент сил

сопротивления поступающих пород, и в результате чего повысится производительность буровой установки, будет достаточной мощность, расходуемая на разрушение пород буровым снарядом. По мимо этого, будет достигнута основная цель и задача разведки россыпных месторождений полезных ископаемых, обеспечение представительности отбираемой пробы, за счет поинтервального отбора разрушенной породы в колонковой трубе бурового снаряда.

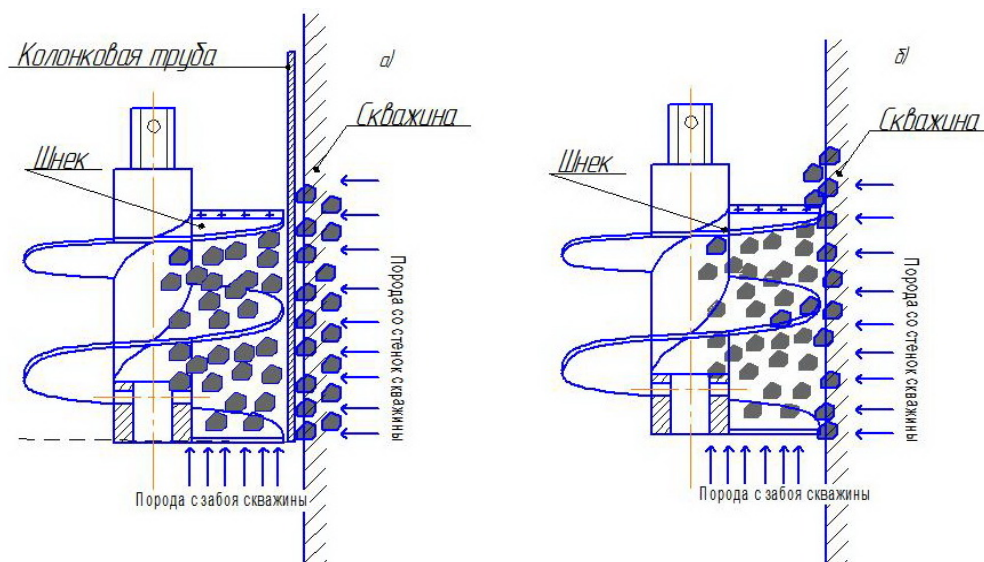


Рис.1. Схема работы шнекового транспортера в скважине. а). Шнек внутри колонковой трубы; б). Шнек в открытом стволе скважины.

Проведенные исследования позволяют установить следующее:

1. В буровых установках, для упрощения подбора оптимального режима бурения скважин большого диаметра, применительно к физико-механическим свойствам буримых пород целесообразно внедрение гидропривода с технологией келли-штанги с поворотной платформой и оснащение измерительными приборами для постоянного контроля над процессом бурения.
2. Главным принципом повышения эффективности шнекового бурения является соответствие условий транспортирования породы и механической скорости бурения ($V_{мех}$), т.е. объем разрушаемой породы не должен превышать транспортирующую способность шнека.
3. Разработанная Д.Н. Башкатовым методика определения минимальной частоты вращения шнека n_{min} (1), при котором будет осуществлена транспортирование породы, в нашем случае требует некоторой

корректировки. В расчете, коэффициент сопротивления разрушенной горной породой и стенками скважины (по боковой поверхности) f_c , будут учтены новые условия взаимодействия разрушенной породы на реборах шнека с внутренней поверхностью колонковой трубы, а не со стенкой скважины (рис.1, а). В этом случае, коэффициент f_c будет значительно меньшим. Окончательные значения коэффициента f_c , для разрабатываемого нами бурового снаряда, будут получены по результатам лабораторных исследований макета бурового снаряда.

Литература:

1. Грабчак В. Л. Обоснование оптимальных параметров процесса бурения геологоразведочных шурфов в моренных отложениях: дис. ... канд. техн. наук. – М., 2009. – 137 с.
2. Башкатов Д.Н., Олоновский Ю.А. Вращательное шнековое бурение геологоразведочных скважин. –М. Недра, – 1968. -192 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВЕДКИ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Толстов А.В.

*Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С.Соболева
г.Новосибирск, tols61@mail.ru*

В конце 80-х г XX века в пределах крупнейшего в мире карбонатитового массива Томтор (Север Сибири) при поисково-оценочных работах был выявлен новый геолого-промышленный тип Nb-TR руд. Сегодня этот тип руд с аномально высокими концентрациями Nb, Y, Sc, TR занимает первое место в мире по их ресурсам [1]. Выявление его потребовало разработку методики разведки, специфика которой обусловлена уникальностью руд.

В ходе поисково-оценочных работ были выявлены три участка уникальных руд: Северный, Южный и Буранный. На первых двух работы

остановлены на поисково-оценочной стадии, проходкой скважин по сети 400х400 м с единичным сквозным пересечением залежей через 100-200 м, а последний являлся объектом разведки, основной целью которой являлось получение детальности, обеспечивающей подсчет запасов по категории В+С₁. Разведка включала в себя стандартный комплекс ГРР: бурение, горные работы, многоцелевое опробование керна скважин, гидрогеологические и геофизические исследования с надежным топо-геодезическим обеспечением.

Однако при проведении разведки возникла необходимость применения новых методов и корректировки существующей методики [2]. Бурение на разведке выполнялось профилями скважин через 200м вкrest максимальной изменчивости пласта, со сгущением на флангах до 100м и детализацией на локальных участках – до 50м с шагом на профилях 50-100м. В ходе получения результатов методика работ корректировалась, что позволило выявить руды с уникально высокими концентрациями полезных компонентов (Nb_2O_5 до 19,86%, Y_2O_3 до 3.356%, Sc_2O_3 до 0.199%, TR_2O_3 до 17.61%). Для отбора валовой пробы весом 260т и сопоставления результатов опробования разного объема выполнена проходка шурфа увеличенного сечения. Выполненный комплекс разведочных работ позволил выполнить подсчет запасов богатых руд участка Буранный (протокол утверждения кондиций в ГКЗ №49-к от 26.12.97 г, и протокол ГКЗ №513 от 23.04.99 г по утверждению запасов).

Комплекс разведочных работ включал топографо-геодезические работы, буровые работы до глубины 504.5м станками ЗИФ-650М в зимнее время с продувкой сжатым воздухом. Диаметр бурения по руде составил 151-112 мм. Для изучения минерального состава и технологических свойств руд были пройдены кусты для отбора лабораторных технологических проб. На глубинах от 175 до 350 м. вскрыта нижняя граница мерзлоты. Для геотермических и гидрогеологических исследований были пройдены две скважины глубиной 220 м, а для полупромышленных испытаний отобрана валовая проба весом 261 т из шурфа глубиной 26,5 м [2]. Длина проб была принята равной двум метрам, однако при открытии нового типа уникальных руд, учитывая их уникальность и небольшую мощность

пласта, по инициативе автора, она была сокращена до 1 м. Предельный расчетный вес по формуле Ричадса-Чечетта ($Q = 0.85 \times KD^2$) с учетом 15% допуска составил 3.4 кг, что соответствует длине пробы 0.5-0.7 м при минимальном диаметре бурения и выходе керна не менее 70%.

Отбор групповых проб состоял в объединении рядовых из дубликатов по однотипным рудам интервалом мощностью до 5 м. При изменчивости разреза в групповую пробу объединялось по 1-4 пробы. Обработка проб включала щековое (до 10 мм) и валковое (до - 2 мм) дробление с одним квартованием при весе проб более 4 кг; двумя – свыше 8 кг и тремя – свыше 16 кг; а также валковое дробление (до - 1 мм) с доведением конечного веса до 0.5 кг. Минералого-технологические пробы отбирались из вторых половинок керна, оставшегося после рядового опробования.

Специфика руд месторождения обусловила разработку и применение комплекса аналитических и лабораторных работ, включающего ядерно-физические (РРА, РСА и НАА) методы, зарекомендовавшие себя как надежные и экспрессные с хорошей воспроизводимостью. Для проведения анализов использовался материал пробы крупностью 0.074 мм. Существовавшая в 80-е годы прошлого века методика определения ниобия и РЗЭ предусматривала количественные определения Nb и TR при содержаниях до 1-5%, то на уникальных томторских рудах пришлось разрабатывать аттестационные образцы стандартного состава (СОС, НФС-23, ВИМС, 1991) и методику определения концентраций, превышающих 5-20%, в результате чего была разработана методика, утвержденная НСАМ (№388-яф) ВИМС.

Геофизические исследования в скважинах проводились с целью изучения физических свойств богатых Nb-TR руд, получения качественных характеристик рудной залежи и уточнения условий ее залегания. Основными методами ГИС явились гамма-каротаж (ГК) и каротаж магнитной восприимчивости (КМВ). ГК проводился для установления радиоактивных аномалий, уточнения границ и выделения минеральных разновидностей пироклор-монацит-крандаллитовых руд. КМВ выполнялся для картирования верхней и нижней границы рудного пласта, что

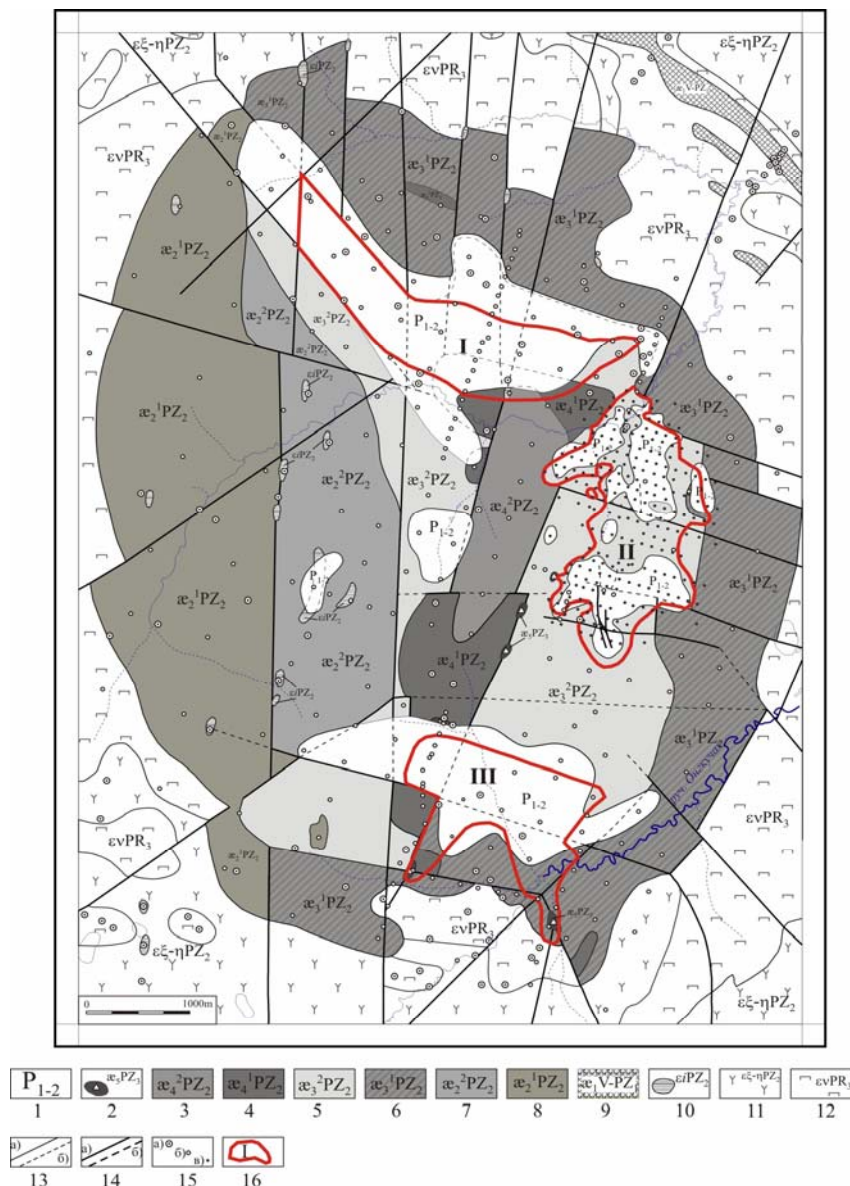


Рис. 1. Геологическая схема доюрских образований центральной части массива Томтор.

Условные обозначения: Осадочные отложения: 1 - Палеозойская группа. Пермская система, нижний-верхний отделы нерасчленённые. Эндогенные образования: Карбонатитовый комплекс: 2 - карбонатитовые брекчии. Редкометальная группа: 3 - карбонатиты редкометальные; 4 - анкерит-шамозитовые породы; Фосфорно-редкометальная группа: 5-карбонатиты фосфорно-редкометальные (полиминеральные); 6 - апатит-микроклин-слюдистые породы; 7 - карбонатиты безрудные (кальцитовые и доломит-кальцитовые); 8 - кальцит-микроклин-слюдистые породы; 9 - камафориты. Комплекс силикатных пород: 10 - щелочно-ультраосновные породы альнеит-тингваитовой серии (альнеиты, щелочные пикриты, тингвайты и др.); 11 - щелочные и нефелиновые сиениты; 12 - фидолиты (нефелин-пироксенитовые породы ряда якупирангит-

уртит). 13 - Геологические границы а) достоверные и б) предполагаемые и погребённые). 14 - Тектонические нарушения а) достоверные и б) предполагаемые и погребённые). 15 - скважины а) пробуренные предшественниками до 1985г., б) поисково-оценочные, в) разведочные по Буранному участку. 16 – контуры участков Северный (I), Буранный (II) и Южный (III).

Спектрометрический гамма-каротаж (СГК) выполнялся в опытном варианте аппаратурой РСКП-301М1 "Терек-М1" производства ПГО "Березовгеология". Точность определения ЕРВ в пласте мощностью до 3 м была: по Th +22%; по К более 80%.

Рентгенорадиометрический каротаж (РРК) выполнялся анализатором РАГ-М-101 "Геолог" для экспрессной оценки содержаний Nb и TR и их распределения в естественном залегании. Специалистами ОМЭ "Центргеофизика" (г. Александров) была разработана методика производства РРК в скважинах, проведены опытно-методические работы на 10 скважинах. Несмотря на очевидные преимущества РРК (экспрессность получения результатов), недостатком метода является его слабая помехоустойчивость, незначительная глубинность метода и качество ствола скважины.

Таким образом, особенностями разведки нового типа Nb-TR руд d в переотложенных корах выветривания карбонатитов являются простое строение рудного пласта при средней мощности 10 м с уникальными параметрами Nb-TR рудоносности, исчисляемые целыми и десятками процентов. Комплекс ГРР, примененный и зарекомендовавший себя при разведке Буранного участка, может быть успешно применен при дальнейшей эксплуатационной разведке участка на стадии РЭП и намечаемых поисково-разведочных работах Северного и Южного участков Томторского месторождения.

Литература:

1. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корах выветривания карбонатитов. - Разведка и охрана недр, 1993. № 3, с.7-11.
2. Толстов А.В. Проблемы освоения Томторского месторождения. - Материалы XII Международного совещания по геологии россыпей и кор выветривания «Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания», М. 2000, с. 353-355.

СДВИГОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ РАЙОНА НЕЖДАНИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В.

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

Разрывные нарушения в районе месторождения представлены системами четырех ортогональных направлений, среди которых выделяются северо-восточные сдвиговые разломы Сунтарской и долготные Нежданинской систем [1]. Однако природа всех указанных выше систем разломов и их связи между собой до сих пор не определены. Ниже предлагается альтернативный вариант модели их происхождения.

Сдвиговые разломы Сунтарской системы относятся к структурам второго этапа деформаций. Они хотя и наложены на более ранние складчатые структуры и регионального кливажа первого надвигового этапа деформаций, но северо-восточные простирания тех и других практически совпадают. Соответственно предполагается, что более поздние сдвиги, в определенной мере, унаследуют структурный план ранее созданных тектонических структур.

Долготные разрывы Нежданинской системы выражены зонами дробления с рудными телами. Они пересекают ранние складки и кливаж северо-восточного простирания поперек. Эти данные отчетливо указывают на то, что долготные разрывы Нежданинской системы не являются соскладчатыми, а относятся к структурам позднего этапа деформаций.

Максимальная протяженность зоны Нежданинской системы разломов составляет около 24 км, ширина с юга на север - от 3 до 6 км. Разломы Сунтарской системы ограничивают Нежданинские разломы на севере и юге и расчленяют ее внутреннюю часть на короткие отрезки-сегменты (Рисунок). Все это слабо согласуется с параметрами регионального

разлома, в основании которого лежит Кидерикинский разлом фундамента [1].

Однако разрывы Нежданинской, Сунтарской, а также Сетаньинской и Курумской систем находятся в закономерном отношении между собой. Их сочетание соответствует сетке разрывов возникающей по модели сдвигообразования [2], когда в зоне главного сдвигового разлома или в блоке заключенным между ними формируется определенный структурный парагенезис из множества разрывных нарушений второго и более высоких порядков, а также складок (Рисунок, см. врезку в верхнем углу). С этой точки зрения главными или магистральными в существующей сети разломов Нежданинского района являются крупные параллельные Сунтарский и Дюптагинский правые сдвиги (Рисунок). Другие три системы разрывов известные как Нежданинская, Сетаньинская и Курумская [1] выделяются внутри тектонического блока ограниченного главными разломами. Соответственно согласно указанной выше модели, эти три системы разрывов следует относить к нарушениям второго порядка, которые обычно формируются в зоне сдвигообразования в результате действия локальных полей напряжений.

Образованию многочисленных (суб) долготных разрывов второго порядка или Нежданинской системы способствовало: 1) дробление междвигового блока на более мелкие и “вращение” их против часовой стрелки, 2) последующий изгиб междвигового блока выпуклостью на северо-запад (Рисунок). Эти движения и относительно легко подвергающиеся тектоническим деформациям глинистые породы обусловили сложный характер строения (суб) долготных разрывов данной системы с искажением их форм первичных нарушений и элементов залегания.

Положение разрывов или трещин Сетаньинской (северо-западной) и Курумской (широтной) систем в данной зоне сдвигов показывает, что они соответствуют сопряженной паре сколов Риделя, так что биссектриса острого угла между ними соответствует расположению осей сжатия локального поля напряжений внутри междвигового блока. С этой точки зрения, данные системы трещин вряд ли могут быть выражением скрытых

на глубине разломов – Тыринского и Халыинского [1]. Удовлетворительное объяснение с позиции сдвиговой модели находит также широкое развитие на территории рассматриваемого месторождения кулис и отдельных кварцевых жил (трещин отрыва) долготного и северо-западного направлений.

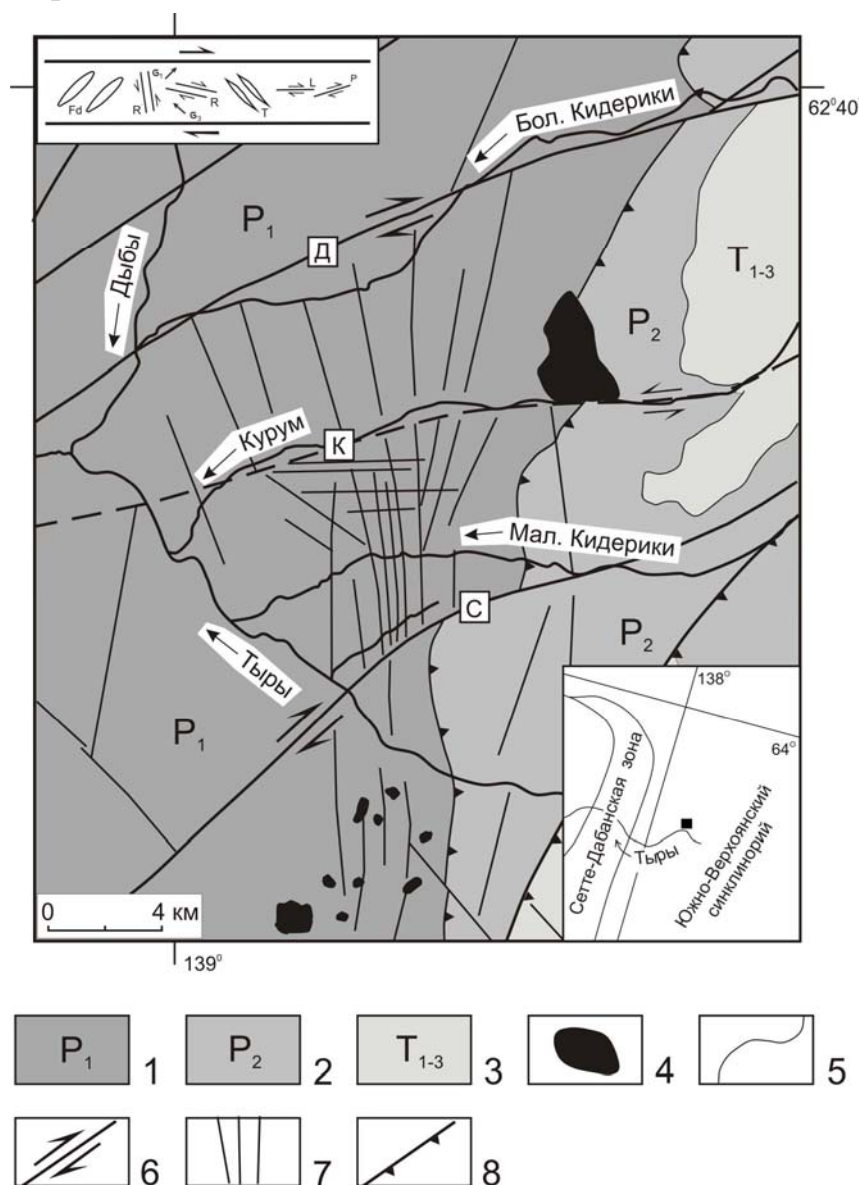


Рис.1. Тектоническая схема района золоторудного месторождения Нежданинское.

Отложения: 1 – нижнепермские, 2 – верхнепермские, 3 – триасовые, 4 – интрузии верхнего мела, 5 – геологические границы, 6 – сдвиги первого порядка, 7 – разрывы второго порядка, 8 – надвиги. Разломы: С – Сунтарский, Д – Дюптагинский, К – Курумский.

На врезках: в верхнем углу - схема напряжений и структур второго порядка в зонах сдвига (Стоянов, 1977), в нижнем углу - местоположение Нежданинского месторождения.

Сложное внутреннее строение междвигового блока, по всей видимости, завершилось формированием Курумского разлома, выделяемого вдоль долины одноименной реки. Такие продольные разломы в зоне сдвигообразования возникают обычно из узкой полосы концентрации более мелких разрывов развивающейся посередине или у одного из бортов блока, входя в состав главной системы субпараллельных сдвигов.

Предложенная модель структурообразования в зоне сдвига вполне адекватно объясняет закономерности формирования комплекса существующих разрывных структур первого и второго порядков в районе Нежданинского месторождения. Они по своим параметрам, местоположению и условиям возникновения соответствуют аналогичным структурам сдвиговых деформаций в других складчатых районах Восточной Якутии.

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Бортников А.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 230 с.
2. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.

К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ТУКУЛАНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Урбан А.А., Галанин А.А.

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

В течение четвертичного периода территория Центральной Якутии претерпевала значительные изменения, связанные с поднятием и опусканием поверхности, и сопутствующим им этапами оледенений. Именно к этому периоду многие авторы относят время образования перевиваемых песчаных массивов (тукуланов). О динамике изменений

природных условий и обстановки осадконакопления дадут представления детально описанные и надежно датированные разрезы тукуланов.

До сих пор существует несколько гипотез происхождения тукуланов Центральной Якутии. Ряд авторов считает, что тукуланы являются продуктом перевевания первично аллювиальных отложений [1, 3]. Г.Ф. Лунгерсгаузен и В.В. Колпаков утверждают, что тукуланы – самостоятельные генетические образования эоловой природы, накопленные в результате ветрового переноса песчаного материала сильными ветрами [2, 5]. Коржуев С.С. добавляет, что их образование происходит и в условиях современной обстановки [4].

Несмотря на большое количество работ о генезисе тукуланов, вопрос их образования остается открытым. Для анализа обстановки накопления тукуланов была проведена статистическая обработка гранулометрического состава отложений по методу Р. Фолка и радиоуглеродное датирование разреза одного из типологических тукуланов на правобережье р. Вилюй.

Строение песчаного массива представлено пачками песков различного генезиса. Пачки разделены невыдержанными по мощности прослоями погребенных почв (рис.1). Каждой пачке соответствует своя система грунтовых жил. Форма и размеры жил неодинаковы даже в пределах одного массива и колеблются от первых десятков сантиметров до одного метра. Жилы имеют сходный состав с прослоем, к которому они приурочены.

Для песчаных отложений тукуланов по формулам Р. Фолка [6] были рассчитаны следующие статистические параметры: средний размер, мера сортировки (S), асимметрия, эксцесс (Exc), модальная фракция (Mo) (табл.).

По данным гранулометрического анализа были выделены фракции средне- и мелкозернистого песков. Пески мелкой фракции в разрезе представлены в виде небольших прослоев мощностью от 0,2 до 1,4 м. Отложения характеризуются очень хорошей ($S < 0,35$) и хорошей ($S = 0,35 - 0,5$) сортировкой материала. Кумулятивная кривая характеризуется одномодальностью с пологовершинными ($Exc = 0,76$) и редко крутовершинным ($Exc = 1,14 - 1,33$) распределением. Основная мода сосредоточена в крупнозернистой фракции ($Mo = 0,517 - 0,775$). На это

указывает положительная асимметрия. Таким образом, накопление шло в относительно стабильной обстановке осадконакопления в условиях неактивной гидродинамической обстановки. Транспортировка частиц осуществлялась во взвешенном состоянии.

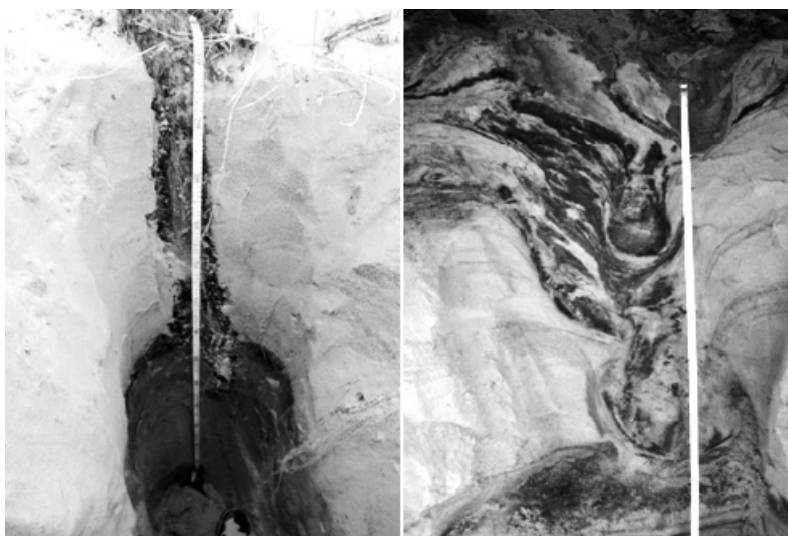


Рис.1. Разрез отложений тукулана «Кызыл-Сырский»:

а – песчаные отложения; б – грунтовая жила

Среднезернистые пески в разрезе являются вмещающими отложениями. В связи с этим статистические параметры изменяются в более широких пределах, чем мелкозернистые. На протяжении разреза пески средней крупности имеют очень хорошую сортировку ($S < 0,35$). Кривая имеет ярко выраженный одномодальный характер, но по значению эксцесса можно выделить в четыре подгруппы:

I – характеризуется при одномодальности графика пологовершинным распределением ($E_{xc} - 0,76 - 0,9$) и положительной асимметрией, основная мода расположена в области среднезернистой фракции ($M_o - 0,43 - 0,49$);

II – имеет среднепологовершинное распределение ($E_{xc} - 0,91 - 1,11$) и положительную асимметрию, $M_o - 0,41 - 0,46$;

III – крутовершинное распределение ($E_{xc} - 1,13 - 1,48$) и положительную асимметрию, $M_o - 0,35 - 0,46$;

IV – очень крутовершинное распределение ($E_{xc} - 1,54 - 1,67$) и положительная асимметрия, модальная фракция $0,36 - 0,39$. Отложения этой подгруппы в разрезе встречаются гораздо реже остальных.

Таблица

№ № п/п	Глубина отбора относительн о абс. выс., м	Наименование песка по крупности	Средний размер	Мера сортировки	Асимметрия	Экссесс	Мода
1	106,20	Среднезернистый	0,51	0,23	0,42	0,85	0,448
2	105,85	Среднезернистый	0,48	0,21	0,45	0,93	0,425
3	105,55	Среднезернистый	0,54	0,22	0,28	0,77	0,497
4	94,0	Среднезернистый	0,46	0,19	0,48	1,16	0,403
5	93,95	Среднезернистый	0,52	0,22	0,33	0,79	0,476
6	92,95	Среднезернистый	0,47	0,20	0,47	1,04	0,41
7	92,45	Среднезернистый	0,50	0,22	0,40	0,84	0,449
8	91,8	Мелкозернистый	0,55	0,23	0,22	0,76	0,517
9	91,0	Среднезернистый	0,46	0,20	0,47	1,09	0,406
10	86,2	Среднезернистый	0,37	0,15	0,21	1,63	0,355
11	86,0	Среднезернистый	0,38	0,13	0,35	1,38	0,367
12	85,9	Среднезернистый	0,39	0,14	0,36	1,45	0,375
13	85,6	Среднезернистый	0,38	0,14	0,36	1,43	0,373
14	85,5	Среднезернистый	0,42	0,18	0,48	1,54	0,382
15	85,4	Среднезернистый	0,44	0,19	0,49	1,38	0,393
16	85,2	Среднезернистый	0,47	0,25	0,59	1,67	0,397
17	85,05	Среднезернистый	0,44	0,19	0,50	1,46	0,393
18	84,9	Среднезернистый	0,46	0,20	0,48	1,11	0,407
19	84,7	Среднезернистый	0,45	0,19	0,48	1,25	0,399
20	84,6	Мелкозернистый	0,56	0,24	0,18	0,76	0,533
21	84,3	Мелкозернистый	0,63	0,34	0,27	1,14	0,608
22	77,75	Среднезернистый	0,47	0,21	0,47	1,03	0,409
23	77,4	Среднезернистый	0,38	0,14	0,36	1,42	0,371
24	77,0	Среднезернистый	0,38	0,14	0,36	1,41	0,374
25	76,7	Среднезернистый	0,38	0,16	0,29	1,59	0,366

Такое различие значений эксцесса определяется тем, что перенос отложений происходил в меняющихся условиях. Это подтверждает мера сортировки материала – показатель сортировки уменьшается при увеличении активности обстановки. Перенос частиц осуществлялся как во взвешенном состоянии (водная обстановка), так и сальтацией попеременно

(ветровой перенос). Хорошая сортировка по всему разрезу указывает на то, что перенос материала происходил в течение длительного времени.

Приведенные результаты анализа показывают, что процесс накопления отложений протекал в различных условиях. Верхняя часть разреза сложена эоловыми песками. Здесь условия осадконакопления отличаются относительной стабильностью. Транспортировка осуществлялась во взвешенном состоянии на небольшие расстояния. Эти отложения встречаются и в интервале 84,6 – 77,75 м.

Средняя и нижняя часть представлена аллювиальными песками русловой фации. Условия осадконакопления тукуланов в течение четвертичного времени значительно изменялись. В зависимости от гидродинамической обстановки транспортировка частиц песка происходила либо во взвешенном состоянии или сальтацией попеременно.

Таким образом, в формировании тукуланов принимают участие первично аллювиальные отложения, которые в последующем подвергаются перевеванию.

Литература:

1. Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долине нижнего течения реки Лены. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Тр. геол. ин-та. Вып. 51.
2. Васильев И.С., Самсонова В.В. Климатические предпосылки образования современных приречных дюн на средней Лене. - // География и природные ресурсы. №1, 2000. – С. 94–99.
3. Кузнецов С.С. Река Тюнг и ее левобережье (геологических очерк). Материалы комиссии по изучению Якутской автономной советской социалистической республики. Вып. 26. Отчет Вилуйского комплексного отряда Якутской Экспедиции Академии наук СССР в 1926 г. под начальством А.А. Григорьева. Ленинград, 1929. – 79 с.
4. Лукин В.В., О.Н. Толстихин, А.Н. Николаев. Тукуланы левобережья среднего течения реки Тюнг (бассейн реки Вилуй) как индикаторы глобального потепления климата. Вестник ЯГУ. Том 3, №2. 2006. – С. 18 – 21.
5. Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода (Четвертичные отложения азиатской части СССР). – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 3.
6. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., Недра, 1969. – 247 с.

БУРОВАЯ КОРОНКА С МЕХАНИЧЕСКИМ КРЕПЛЕНИЕМ РЕЗЦОВ

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

lnfedorov@mail.ru

Краткий анализ развития породоразрушающего инструмента (ПИ) в историческом аспекте показывает, что оно происходит циклически и на основе смены инструментального материала на материал нового поколения [1]. Причем ПИ на каждом цикле своего развития, достигнув наивысшего подъема, сходит на нисходящую ветвь развития только тогда, когда новые инструменты в цикле своего развития достигают фазы освоения. В настоящее время твердосплавные и алмазные породоразрушающие инструменты достигли наивысшего развития и свой высокий уровень сохраняют за счет различных высокотехнологических операций по уменьшению дефектов различного генезиса и релаксации наведенных внутренних напряжений. Однако в машиностроительной отрасли, где тоже применяются твердосплавные и алмазные резцы, появились инструментальные материалы нового поколения, сочетающие такие несовместимые свойства как сверхтвердость и ударопрочность при высокой термостойкости.

К таким материалам можно отнести разработанный и выпускаемый ЗАО «Микробор Нанотех» нанокристаллический кубический нитрид бора (наноКНБ), обладающий высокой твердостью (72 ГПа), ударопрочностью и термостойкостью (1500°C) [3]. Наиболее высокие результаты обработки различных материалов наноКНБ, как и твердые сплавы, показывает при механическом креплении к державке. Токарные резцы с механическим креплением режущих пластин из наноКНБ, благодаря его уникальным свойствам, могут обрабатывать с ударной нагрузкой даже твердые сплавы. Таким образом, исходя из практики применения наноКНБ в металлообработке, можно заключить, что применение новых

инструментальных материалов в бурении скважин ставит проблему крепления резцов из таких материалов

Подобная проблема в металлообработке решена при креплении режущих пластин к державке металлорежущих резцов. По опыту металлообработчиков одним из путей решения вышеназванной проблемы является крепление клиновым прижимом алмазно-твердосплавной пластины в буровых коронках [2]. Производственные испытания этих коронок при бурении гидрогеологических скважин на объектах Мирнинской ГРЭ АК «Алроса» показали положительные результаты, как по надежности крепления резцов, так и экономической эффективности. В ИГДС СО РАН разработаны новое пазовое соединение для буровых коронок и способ его осуществления, на которые поданы заявки на выдачу патентов РФ №№2012155317 и 2012155467. На основе материалов заявки разработана конструкция буровой коронки с пластинчатыми резцами, которые имеют хвостовик по типу «ласточкин хвост». Коронка состоит из соединяемых деталей корпуса коронки 1 и пластинчатых резцов 2 с хвостовиком 3, охватывающего кольца 4 и внутреннего кольца 5. Впадины 6, образованные охватывающим и внутренним кольцом, сообщаются с промывочными каналами 7 и радиальными пазами 8 на корпусе коронки (рис.1, 2).

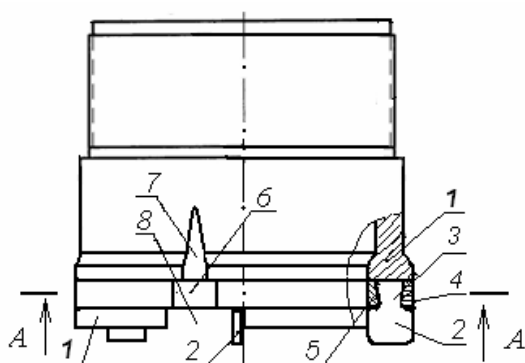


Рис. 1. Общий вид буровой коронки

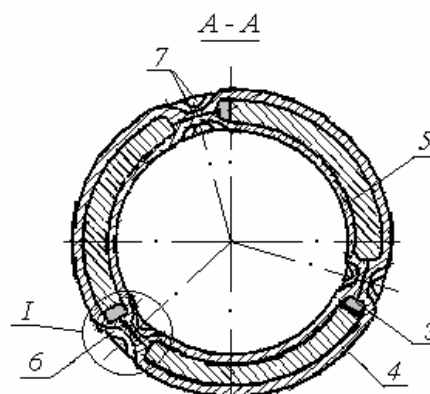


Рис. 2. Вид на коронку по разрезу А-А

Хвостовик резцов обработан под «ласточкин хвост» или может иметь прямоугольные пазы на боковых сторонах. Для размещения охватывающего и внутреннего колец на корпусе коронки по его внешнему

и внутреннему диаметру выполнены встречные углубления (прямоугольные или трапециадальные пазы), контуры которых совпадают с контуром хвостовика резцов. Особенностью предлагаемого соединения является размещение части охватывающего 4 и внутреннего кольца 5 по центру радиальных пазов с прижатием хвостовика 2 резцов к набегающей стороне радиального паза корпуса коронки (рис. 3). При этом охватывающее кольцо взаимодействует с наружной боковой и не более $\frac{1}{2}$ частью передней сторонами хвостовика резцов, а внутреннее кольцо взаимодействует с внутренней боковой и не более $\frac{1}{2}$ частью передней сторонами хвостовика резцов. Как следствие, вогнутость 6 колец образует сообщение между внутренними и внешними промывочными каналами 7.

Для ограничения движения пластинчатых резцов в продольном направлении хвостовик контактирует верхними и нижними заплечиками своих пазов с охватывающим и внутренним кольцами, при этом торец хвостовика резцов взаимодействует с дном радиального паза корончатого кольца.

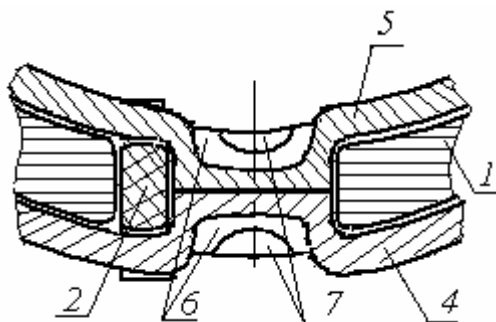


Рис. 3. Фрагмент крепления резцов к коронке.

Благодаря этому осевое усилие от торца корпуса коронки передается резцам через их торец, а момент вращения от набегающей стороны радиального паза корпуса коронки - непосредственно тыльной стороне хвостовика резцов. При этом хвостовик резцов жестко зажат охватывающим и внутренним кольцами, которые по внешнему и внутреннему диаметрам имеют натяг, а их участки, размещенные в радиальных пазах, прижимают хвостовик резцов к корпусу коронки. Жесткость соединения можно варьировать применением более прочных материалов различной пластичности в зависимости от крепости буримых пород.

Конструкция коронки имеет и другие возможные варианты. Например, на боковых сторонах хвостовика резцов могут быть изготовлены встречные прямоугольные пазы вместо шипа под «ласточкин хвост». При этом пазы по внешнему и внутреннему диаметрам корпуса коронки выполняются в соответствии контурам пазов хвостовика резцов, а охватывающее и внутреннее кольца выполнены прямоугольными с возможностью установки в пазах хвостовика резцов и корпуса коронки.

При бурении крепких и трещиноватых пород, вызывающих большие динамические нагрузки на резцы, для усиления пазового соединения возможно фиксирование охватывающего и внутреннего колец к корпусу коронки, а в зоне промывочного паза - друг к другу, например, точечной сваркой (электрозаклепка), пайкой, винтами или заклепками.

Предлагаемое пазовое соединение, несмотря на многоэлементность, технологично при изготовлении и сборке и не требует высокой точности изготовления, в особенности резцов, так как посадочное место автоматически подгоняется к резцам независимо от отклонения их размера. Высокоамплитудные циклические тепловые и механические напряжения в узлах крепления резцов, критические при пайке, не вызывают разрушения резцов, так как исключена пайка. Продавливание охватывающего и внутреннего колец в радиальный паз корончатого кольца не только фиксирует резцы, но и образует сообщение между внутренними и внешними промывочными каналами. Оригинальная конструкция соединения позволяет применять его для крепления резцов в буровых коронках и отказаться от пайки, вызывающей внутренние напряжения в резцах и их преждевременный выход из строя.

Предлагаемая коронка с механическим соединением резцов к корпусу коронки по сравнению с коронками с паяными резцами имеет следующие преимущества:

- увеличение проходки на коронку на 20-30%;
- нет брака при изготовлении, вызванного пайкой резцов;
- возможна смена резцов при поставке запасных колец;
- можно применять новые сверхтвердые материалы, которые сложно паять, в том числе твердые сплавы с малым содержанием кобальта;

- возможность бурения температуростойкими резцами в условиях высокотемпературного разупрочнения горных пород.

Таким образом, можно сделать заключение, что предлагаемая коронка с механическим креплением резцов будет достаточно работоспособна и ее применение может быть перспективно в бурении геологоразведочных скважин в различных горно-геологических условиях.

Литература:

1. Брук, М.Л. Циклическое развитие разрушения горных пород: общие закономерности / М.Л. Брук, С.А. Ермаков, Л.Н. Фёдоров // «Научная дискуссия: инновации в технических, естественных, математических и гуманитарных науках»: материалы III Международной заочной научно-практической конференции, г. Москва, 16 июля 2012 г. – М.: Изд-во «Международный центр науки и образования», 2012. – Ч.1. - С. 71-85.
2. Патент РФ №2422613, МПК E21B10/48. Кольцевая буровая коронка [Текст] / А.Я. Третьяк, Ю.Ф. Литкевич, А.Е. Асеева и др.; заявитель и патентообладатель Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Южно-Российский государственный технический университет. - № 2009146596/03; заявл. 15.12.2009; опубл. 27.06.2011.
3. http://www.microbor.com/index.php?option=com_content&view=article&id=56&lang=ru

МЕТОДЫ ПРОФОРИЕНТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОФЕССИИ

Филиппов В.Р., Павлов А.Г.

СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Общеизвестно, что профориентационная работа среди школьников является неотъемлемой составляющей для качественного набора студентов в ВУЗ. Геологическая специальность предполагает ведение работ не только в пределах кабинетов и лабораторий, но, в основном, сбор фактического материала в полевых условиях. Последняя составляющая очень мало используется в профориентационной работе. На ГРФ есть определенный опыт проведения такой работы в школах Центральной Якутии путем организации геологических экскурсий школьников, с проведением

реальных геологических работ, сбором фактического материала, его лабораторными исследованиями и подготовкой докладов по их результатам.

В 2010 г. на базе Амгинской гимназии им. академика Л.В.Киренского в с. Амга была открыта «Школа юных геологов» с привлечением обучающихся 8 - 10 классов и школьников Бологурской СОШ. Для преподавания в кружке был назначен доцент каф. ПиРМПИ ГРФ СВФУ. к.г.-м.н. Алексей Гаврильевич Павлов, который выезжал в с. Амга для чтения лекций и проведения практических занятий со школьниками. В кружке занимались 16-17 школьников.

Летом 2010 г. руководством Амгинской гимназии была организована полевая экспедиция школьников под руководством Павлова А.Г., и Филиппова В.Р., доцента каф. РГ и Г ГРФ СВФУ в район среднего течения реки Амга на одну неделю. Школьники освоили азы шлихового опробования, геоморфологии, геологии района, основы полевой жизни геологов.

По результатам работ и лабораторных анализов отобранных шлиховых проб, школьники, под руководством Павлова А.Г. и Филиппова В.Р., составили доклады, которые были представлены на региональных конференциях «Шаг в будущее», где завоевали дипломы 1 степени и всероссийских, где стали лауреатами.

Летом 2011 г. в Мюрюнской юношеской гимназии им. В.В.Алексеева Усть-Алданского улуса был организован кружок «Юный геолог», где научными руководителями назначены Павлов А.Г. и Филиппов В.Р. По просьбе руководства гимназии руководителями этого кружка Павловым А.Г. и Филипповым В.Р. была проведена ознакомительная геологическая экскурсия школьников по месторождениям Алданского улуса.

Летом 2012 года была организована геологическая экскурсия школьников на одно из рудопроявлений железа, где был проведен комплекс поисковых работ, собран фактический материал и продолжаются его лабораторные исследования. Для проведения геофизических работ были привлечены студенты старших курсов, которые руководили группой школьников с применением исследований наземными магнитометрами.

В настоящее время поступило несколько заявок на такие геологические экспедиции от ряда школ улусов Центральной Якутии.

Пока такой опыт профориентационной работы находится в начальной стадии (всего 3 года), но его результаты налицо: участие в конференциях республиканского и всероссийского уровня, заинтересованность большего количества школ.

Во время геологических экспедиций школьники не только изучают азы геологии, методы исследований, но и знакомятся с условиями полевой жизни, соприкасаются с природой, учатся беречь ее, познают особенности и красоты своего края. Таким образом, школьники на собственном опыте познают, нужна ли им такая специальность и поступают на геологоразведочный факультет профориентированные абитуриенты. Ведь не секрет, достаточно большой процент поступающих на наш факультет – люди случайные, не понимающие что такое геология.

ДЛИТЕЛЬНО РАЗВИВАЮЩИЕСЯ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ ТАРЫНСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Фридовский В.Ю.¹, Гамянин Г.Н.^{2,3}

¹ СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск (710933@list.ru)

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва (ggn@igem.ru)

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

В Восточной Якутии одной из наиболее перспективных территорий для развития минерально-сырьевой базы и организации добычи золота является Тарынский рудный узел (ТРУ). Рудный узел расположен в зоне протяженного Адыча-Тарынского разлома (АТР), отделяющего Кулар-Нерский сланцевый пояс от зоны хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса. Крупные интрузивные тела Тас-Кыстабыкского

магматического пояса, за исключением Самырского массива, находятся на удалении от рудного узла. В пределах ТРУ выделяются Дора-Пильское, Сана-Малтанское и Мало-Тарынское рудные поля.

Дора-Пильское рудное поле локализовано в зоне Больше-Тарынской ветви АТР на крыльях и в своде Пильской антиклинали. В пределах рудного поля малосульфидное золото-кварцевое оруденение локализуется в минерализованных зонах дробления (месторождение Дразное, рудопроявление Малютка, Клык, Возвратный), согласных с вмещающими породами и косесекущих жилах и прожилках (рудопроявления Пиль, Августовский, Стрела, Дора). Зоны имеют продольно-секущий характер, ограничивая надвиговые чешуи. Мощность зон от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. В пределах рудного поля отмечается нарастание интенсивности складчатых деформаций, максимальных в зонах продольных длительно развивающихся рудоконтролирующих разломов. С ранними надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок F1 концентрического типа с преобладающими северо-западным простираем и юго-западной вергентностью. Шарниры b1 погружаются к северо-западу под углом 10-15°. В пределах рудоносных зон отмечаются полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров. Складки F2 устанавливаются по деформациям раннего кливажа S1. Они часто шевронного типа открытые или сжатые с шарнирами b2 погружающимися к северо-западу. Максимальное развитие они получили в зонах разрывных нарушений. Вероятно эти деформации так же ассоциируют с надвигами, развивающимися вдоль ранее сформированных структур, что вызывает катаклиз жильно-прожилковых тел гидротермально-метаморфогенного типа [5].

Как и на других золоторудных месторождениях Верхне-Индигирского района широко развиты наложенные сдвиговые деформации, в основном, активизирующие надвиги. Они перерабатывают ранние деформации, гидротермально-метаморфогенное и малосульфидное золото-кварцевое оруденение, что сопровождается коррозией, перегруппировкой и переотложением вещества, динамометаморфизмом

рудных тел. Со сдвигами ассоциируют открытые складки. Ширина картируемых складок составляет первые метры, предполагаются более амплитудные структуры. Шарниры складок погружают к северо-востоку и к юго-юго-востоку под углами 70–75°.

Сана-Малтанское рудное поле расположено в юго-западном крыле Мало-Тарынской синклинали в области сближения Больше- и Мало-Тарынской ветвей АТР. В рудном поле развито разновозрастное золото-кварцевое и золото-сурьмяное оруденения. Золоторудная минерализация локализуется в межпластовых жилах и секущих прожилках в крыльях северо-западных (Аппа, Пшанный) и широтных (Сана) минерализованных разломов. Золото-сурьмяное оруденение развивается в жильно-прожилковых зонах разломов как северо-западного (рудные зоны Долинная, Центральная, Новая), так и близширотного простирания (рудные зоны № 1,2,3,4,5,6,7). Золото-сурьмяные рудные зоны представлены линзовидными кварц-антимонитовыми телами, сопровождающимися кварц-анкерит-пиритовым прожилкованием и метасоматитами с вкрапленностью пирита и арсенопирита, аналогичных известным в регионе крупным месторождениям Сарылах и Сентачан, осваиваемых недропользователями [2].

Генеральное падение пород к северо-востоку под углами 30-60° осложняется наложенной складчатостью поперечной к простиранию основных структур. Складки высоких порядков F1 отмечаются на проявлениях Аппа, Сана, Малтан. Закартированная протяженность складок – первые км, ширина первые сотни метров. Они развиваются в связи с контролируемыми золото-кварцевое оруденение взбросами и надвигами северо-западного простирания. Складки F3 и F4 близширотного простирания различного морфологического типа – от открытых симметричных (правый борт руч. М.Тарын) до сжатых опрокинутых (зона Центральная, уч. Малтан). Поперечные складки широко развиты и в других рудных узлах Мугурдах-Селириканской, Адыча-Тарынской и Ольчан-Нерской рудных зон [4,5]. Складки F3 и F4 развиваются в связи с левосдвиговыми движениями по разломам северо-западного простирания,

которые характерны для поздне- и постаккреционного этапов развития территории.

Мало-Тарынское рудное поле приурочено к зоне Больше-Тарынской ветви АТР в юго-западном крыле Мало-Тарынской синклинали над нескрытой кровлей массива. Так же как и на других объектах ТРУ, рудовмещающие структуры представлены надвигами северо-северо-западного и северо-западного простираения согласными или кососекущими слоистостью, переработанными неоднократно поздними сдвиговыми деформациями. Рудные тела представлены минерализованными зонами разломов, выполненными тектонитами с незначительным количеством кварца, рассеянным золотоносным арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом и тетраэдритом [1].

На территории ТРУ развито несколько разновозрастных генетических типов оруденения: гидротермально-метаморфогенное, малосульфидное золото-кварцевое, золото-сурьмяное и серебро-сурьмяное. Ведущие минералы рудных тел разных типов оруденения и индикаторные типоморфные особенности основных из них приведены в таблице.

Наиболее ранним является **гидротермально-метаморфогенное оруденение**, которое представлено рассеянными по площади жилами кварц-хлорит-карбонатного (анкерит, кальцит) состава. По простираению они достаточно быстро выклиниваются и переходят в маломощные проводники. Нередко они имеют послойный характер и участвуют совместно с вмещающими породами в пликтивных деформациях, при этом максимальная их мощность в таких случаях наблюдается в шарнирах мелких складок. В пластах песчаников характерно тонкое ветвящееся прожилкование. Типоморфный для них рипидолит в виде обильных червеобразных вростков насыщает кварц в призальбандовых частях жил и прожилков.

Золото-кварцевое малосульфидное оруденение представлено кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления. Минеральный состав рудных тел стабилен: кварц – 85-95 %, анкерит – 5-15%, рудные минералы около 1%. Выделяется последовательный ряд минеральных ассоциаций: пирит-арсенопирит-серицит-кварцевая

метасоматическая, пирит-арсенопирит-кварцевая жильная, халькопирит-сфалерит-галенитовая и сульфосольно-карбонатная.

Золото-сурьмяное оруденение сопровождается карбонат-парагонит-пирофиллит-диккитовыми метасоматическими изменениями, а в жилах формируется последовательный ряд ассоциаций: полиминеральная золотоносная ассоциация регенерированных минералов → сидерит-бертьерит-антимонитовая. Минералогические данные свидетельствуют об объемном и интенсивном воздействии минералообразующего флюида антимонитового этапа оруденения на раннюю минеральную матрицу малосульфидного золото-кварцевого оруденения

Таблица

Минеральный состав и индикаторные признаки минералов различных генетических типов

	Признаки	1	2	3	4
Минералы		Кварц, хлорит, анкерит, кальцит, марказит	Кварц, анкерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, Fe-сфалерит, галенит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, буланжерит, золото	Кварц, сидерит, антимонит, арсенопирит, Sb-пирит, ауристобит, Au-оксиды,	Кварц, кальцит, диккит, марказит, Sb-арсенопирит, фрейбергит
Кварц	Внешний облик	Шестоватый, маслянистый;	Молочно-белый;	Микро-зернистый	Крипто-зернистый
	Li ₂ O, г/т	<1	5 – 12	280-320	220 – 260
	Vэ.я., Å·10 ³	0,112982	0,112998	0,113109	0,113117
	СКС, %	75 - 80	50-75	45-50	35 – 40
Арсенопирит	S/As	-	1,06 – 1,08	1,17-1,18	1,1 – 1,12
	PbSb/CoNi	-	300-400	0,03-0,09	>3000
Пирит	PbSb/CoNi	0,6 – 0,9	2-3	0,14-0,19	10-30

Генетические типы: 1-гидротермально-метаморфогенный; 2 – малосульфидный золото-кварцевый; 3 - золото-сурьмяный; 4 - серебро-сурьмяный.

Серебро-сурьмяное оруденение относится к поздней эпипетермальной минерализации, которая накладывается на различные генетические типы оруденения, имеет широкое площадное распространение вдоль всей Адыча-Тарынской зоны разломов. Она представлена прожилками и жилами сферолитового или криптозернистого кварца с убогой сульфидной вкрапленностью. На Дора-Пильском рудном поле зафиксированы прожилки (1-5 см) и жилы (15-25 см) темносерого до черного криптозернистого кварца, секущего и цементирующего продукты малосульфидного золото-кварцевого оруденения. Этот кварц по своим типоморфным свойствам (табл.) сходен с кварцем серебро-сурьмяных месторождений, развитых среди Тарынского субвулкана. Сульфиды представлены пиритом и Sb-арсенопиритом, содержащим примеси Au до 60г/т, Ag (70-130 г/т) и Cu (до 600 г/т). Sb-арсенопирит является типоморфным для серебро-сурьмяного оруденения Верхояно-Колыских мезозоид [3]. В арсенопирите нередко присутствуют включения фрейбергита (Ag - 18-26%). Длительное и многоэтапное развитие ТРУ, совмещение в пределах единых минерализованных зон оруденения различного генетического типа с разноглубинными источниками полезных компонентов создают предпосылки для выявления новых крупных месторождений и дальнейшего наращивания минерально-сырьевой базы.

Литература:

1. Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., Сидоров А.А. Тарынное месторождение жильно-вкрапленных руд – новый тип золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии. ДАН. 2004. Т. 397. С. 363-368.
2. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (САХА-Якутия): флюидный режим, стабильные изотопы (О, С, S), история и условия образования. Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381-417.
3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС. 2001. 221 С.
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.

РАЗРАБОТКА ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКА

Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан

Месторождение Наталка на сегодняшний день является крупнейшим золоторудным месторождением России, вовлеченным в промышленную отработку. Сотрудниками СВКНИИ ДВО РАН в пределах этого месторождения проводятся петрофизические исследования, начиная с 1996 года по настоящее время. В результате проведенных исследований, на данный период, одной из ключевых задач лаборатории геофизики СВКНИИ в направлении рудной геофизики является комплексная интерпретация полученных геофизических, геолого-минералогических и петрофизических материалов по всей площади Наталкинского месторождения построение интерпретационных схем и графиков, разработка геолого-геофизического образа и физико-геологической модели месторождения Наталка.

Геолого-геофизический образ Наталкинского золоторудного месторождения включает в себя комплекс петрофизических параметров и геофизических полей, замеренных на данном месторождении. В него входят следующие позиции.

Кажущееся электрическое сопротивление пород в пределах Омчакского рудного узла изменяется от нескольких единиц до десятков тысяч Омм. Представленные, в пределах территории узла, три стратиграфических подразделения – отложения старательской, атканской и пионерской свит верхней перми характеризуются определенными сочетаниями значений поляризуемости и сопротивления. Рудная залежь

месторождения Наталка и его фланги приурочены к пересечению нескольких проводящих аномальных зон то есть к областям пересечения крупных разломов, где породы характеризуются высокой степенью насыщенности электропроводящими минералами (углисто-глинистые сланцы с сульфидами). Зоны окварцевания и дайки кислого состава за счет обогащения арсенопиритом и в меньшей степени пиритом в своих зальбандовых частях, характеризуются аномалиями кажущейся поляризуемости невысокой интенсивности, не более 10-12% и повышенными значениями сопротивления до первых тысяч Омм.

Магнитное поле рудного поля месторождения Наталка имеет сложный характер. Рудная залежь самостоятельного аномального эффекта не имеет. К центральной части залежи приурочена положительная магнитная аномалия интенсивностью от 100 до 400 нТл. Северный и южный фланги при этом немагнитны. Наличие магнитных аномалий, по-видимому, определяются положением рассеянной пирротиновой минерализации.

Петрофизические параметры на поверхности. Комплексный анализ пространственного положения рудного поля Наталкинского месторождения и значений ПФП (плотности - σ , магнитной восприимчивости - α , остаточной намагниченности – I_n) позволил выявить следующие особенности. В пределах рудного поля наблюдается возрастание плотности горных пород с запада на восток от 2,48 г/см³ до 2,76 г/см³, при этом рудная залежь месторождения характеризуется дифференцированно повышенными значениями σ (2,60-2,76 г/см³) и ограничивается с востока зоной высоких градиентов. Магнитная восприимчивость (α) пород в пределах рудного узла возрастает с юго-запада на северо-восток от 0,9 до $76,4 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, характеризуясь в контуре рудной залежи сложным дифференцированным распределением. Выявлена двухуровневая петрофизическая зональность рудного поля Наталкинского месторождения [1]. Первым уровнем является монотонное площадное изменение физических свойств горных пород в определенном направлении, связанное с насыщением пород халькофильными и сидерофильными группами металлов и может быть обусловлено влиянием

глубинного разлома, который фиксируется выявленной субвертикальной зоной проводимости. Второй уровень находит отражение в локальных аномалиях и градиентных изменениях ПФП в экзоконтактах рудной залежи и рудных зон, что, вероятно, связано пространственно (генетически?) с физико-химическими процессами их формирования. Оба уровня выявленной петрофизической зональности прослежены в пределах рудного поля по простиранию на 4 км, и по глубине на 500 м.

Петрофизические параметры в разрезе. В процессе изучения распределения петрофизических параметров и золотого оруденения, в разрезе месторождения, установлено, что рудная залежь и, окружающие ее, вмещающие породы обладают повышенной плотностью (от 2,7 до 2,87 г/см³), магнитной восприимчивостью ($22-82 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ) удельным сопротивлением (от 100 до 2000 Ом), и пониженными значениями коэффициента анизотропии удельного сопротивления (1,2-1,4). При этом обогащенные участки, рудные зоны, фиксируются локальными аномалиями пониженных значений этих параметров и зонами их градиентов.

Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) рудной залежи значительно отличаются от вмещающих пород. Установлено, что рудная залежь на своих северо-западном и юго-восточном флангах отображается весьма близкими кривыми АЧХ, это указывает на выдержанность и однородность залежи на всем её протяжении. Также схожими между собой кривыми АЧХ регистрируются вмещающие породы атканской свиты как со стороны лежачего, так и висячего блоков, что отображает идентичность этих блоков с точки зрения распределения петроэлектрических параметров, хотя в петромагнитных и петроплотностных характеристиках эти блоки отличаются.

Обобщенная геолого-геофизическая модель (ГГМ) Наталкинского месторождения создана на основе петрофизических характеристик горных пород, геофизических полей и геологических данных.

Основным элементом модели является крупная минерализованная зона дробления (расположенная в зоне влияния Тенькинского глубинного разлома), внутреннее пространство которого осложнено зонами окварцевания, зонами сульфидизации, кварцевыми жилами и дайками

среднего состава. В непосредственной близости располагается интрузивный массив гранодиоритов с зоной ороговикования. Вмещающей средой для этих элементов являются пермские терригенные отложения, которые в отдельных местах осложняются кварцевыми жилами. На основе разрабатываемой модели отмечается, что наиболее яркой неоднородностью рассматриваемого объекта является рудная залежь. Этот сложно построенный элемент среды, характеризуется пониженными значениями плотности, магнитной восприимчивости, электрического сопротивления, поляризуемости. Сопряженные с залежью зальбандовые части и межзонное пространство отличается повышением всех петрофизических параметров.

Терригенные породы, представленные песчаниками, алевролитами и сланцами, имеют следующие петрофизические характеристики: плотность - σ 2,37-3,2 г/см³, магнитная восприимчивость - $\approx 0-3418 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, электрическое сопротивление ρ - 189- 3525 Омм, поляризуемость η - 3-40%. Дайки характеризуются низкой плотностью 2,59 г/см³, магнитной восприимчивостью $21,86 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, электрическим сопротивлением 469 Омм, повышенной анизотропией (Кан) 1,21 и низкой поляризуемостью 0-1,5 %. Кварцевые жилы, характеризуются средней плотностью 2,668 г/см³, низкой магнитной восприимчивостью $15,8 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ и высоким электрическим сопротивлением до 4000 Омм.

Изучение распределения ПФП в зальбандовых частях, в пределах рудной залежи и во взаимоотношении с обогащенными интервалами - рудными зонами показывает, что существуют элементы горизонтальной и вертикальной зональности, отражающиеся в следующих закономерностях.

Рудные зоны, характеризуются понижением всех ПФП относительно вмещающих их горных пород (до значений $I_n \sim 12-18 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ; $\approx \sim 15-20 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ; $\sigma \sim 2,66-2,68$ г/см³), и часто фиксируются «М-образными» аномалиями ПФП. Межзонное пространство (участки рудной залежи со средней концентрацией Au – 0,8 г\т) характеризуется увеличением всех ПФП: I_n и $\approx$ резко дифференцированы от 2-3 до 80-100 $\times 10^{-6}$ ед. СГСМ, σ увеличивается до 2,7-2,71 г/см³. Внешний ореол прожилково-вкрапленной рудной минерализации или вмещающие рудную залежь гидротермально-метасоматически измененные горные породы

характеризуются стабилизацией параметров $\ln$ и α в районе значений $25-40 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ.

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта № 12-II-CO-08-025

Литература:

1. Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М., Михалицына Т.И. Петрофизическая зональность Наталкинского рудного поля // Тихоокеанская геология. 2008. Т.27, № 5.- С. 89-103.

ВЛИЯНИЕ ЗАСОЛЕНИЯ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ Г. ЯКУТСКА

Черепанова А.М., Торговкин Н.В.

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

В геоморфологическом отношении г. Якутск расположен в долине Туймаада на левобережье р. Лены на двух надпойменных террасах, сложенных многолетнемерзлыми породами с общим наклоном поверхности рельефа к руслу реки.

Климат – резкоконтинентальный, что проявляется в больших годовых колебаниях температур и относительно малом количестве осадков. В ходе глобального потепления климата, среднегодовая температура воздуха повысится и ожидается увеличение осадков в связи с общим усилением глобального гидрологического цикла, что непосредственно повлияет на геокриологические условия долины Туймаада.

Одним из важнейших факторов, влияющих на геокриологические условия, является процесс засоления, определяемой через степень засоленности грунта D_{sal} (ГОСТ 25100-95) (табл.).

Характерным для Якутска является формирование высокоминерализованных агрессивных растворов – криопэгов, способных мигрировать из слоя в слой при промерзании и протаивании в сезонно-талом слое и кровле многолетнемерзлых пород. Минерализация криопэгов может достигать 50 – 150 г/л. Температура замерзания грунтов,

содержащих воды с такой минерализацией достигает минус 3 – 5 °С, что приводит к возникновению отрицательно-температурных талых грунтов, на которых невозможно строительство по I-му принципу СНиП. Появление криопэгов на глубине заложения фундаментов и повышение засоленности грунтов снижает их прочностные свойства [1].

Таблица

Нормы засоленности грунтов [2]

Грунты	Степень засоленности грунтов Dsal %				
	Не-засоленный	Слабо-засоленный	Средне-засоленный	Сильно-засоленный	Избыточно-Засоленный
Пески	<3	3-7	7-10	10-15	>15
Супеси	<5	5-8	8-12	12-15	>15
Суглинки	<10	10-15	15-20	20-25	>25

Оценка засоленности грунтов сезонноталого слоя и кровли многолетнемерзлых пород показала, что засоленные грунты в интервале глубин 1-10 м широко распространены на территории города. Их распространение практически совпадает с аномалиями грунтов, обладающих средней и сильной сульфатной агрессивностью. Наиболее обширное поле средnezасоленных грунтов сформировалось на площади около 2,5 км² в центральной части города. Три небольших аномалии повышенной засоленности занимают меньшую площадь и располагаются в различных частях города. Аномалии средне- и высокзасоленных грунтов объединяются в единое поле контуром слабой засоленности общей площадью около 5,5 км².

В среднем глубина распространения засоленных грунтов составляет около 6 м. Однако на ряде участков города засоленные породы достигают глубины 9,0 – 10,0 м и даже 14,0 м. Как правило, это участки существующих или промерзших таликов под озерами или старицами.

В химическом составе засоленных грунтов преобладают хлориды и сульфаты магния, натрия и кальция, температура начала замерзания, которых составляет -2,3 °С на глубине 2 – 5 м и -1,1 °С - на глубине 6 м.

Строительство города Якутска на долине Туймаада вызвало

обводнение и заболачивание территории. Засоление грунтов вследствие строительства насыпей дорог и других сооружений, препятствующих стоку поверхностных вод и вод сезоннотаявляющегося слоя. В будущем это приведет к деградации поверхности многолетнемерзлой толщи, так как процесс засоления будет только усиливаться.

Большинство аварийных объектов – около 70 %, находится в пределах старой городской территории, существовавшей к началу XX века, где продолжительность антропогенного воздействия достигает 150 – 200, а местами и 300 лет и для которой характерна максимальная концентрация солей и наибольшая глубинность распространения засоленных грунтов.

Необходим комплекс мер по строительству эффективной водоотводящей системы города Якутска для того, чтобы снизить антропогенное засоление, которое происходит путем попадания в деятельный слой и кровлю многолетнемерзлых пород промышленных и бытовых высокоминерализованных стоков.

Природно-техногенные геохимические процессы и явления наносят прямой и косвенный ущерб городскому хозяйству, создают экологические проблемы, угрожают устойчивости сооружений, вызывают аварии и разрушения жилых зданий, промышленных площадок и транспортных магистралей, служат причиной чрезвычайных ситуаций.

Литература:

1. Макаров В.Н. Засоленность грунтов города Якутска// IX Международный симпозиум по проблемам инженерного мерзлотоведения в г.Мирный 2011 г. - С.457-462
2. Межгосударственный стандарт ГОСТ 25100-95 «Грунты. Классификация»

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГРУНТОВ ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ ПРИПЛОТИННОЙ ЗОНЫ ВИЛЮЙСКОЙ ГЭС-3

Чжан Т.Р.¹, Максимова Н.А.²

¹ СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск

² ВНИМС Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
пос. Чернышевский

Из опыта строительства и эксплуатации крупных гидроузлов известно, что только 24 % аварийных ситуаций на ГЭС связаны с ошибками проектных решений и качеством строительства, остальные - с развитием природных и техногенных геологических процессов (ГТС). Существующая стандартная система контроля и мониторинга ГТС, расположенных на мерзлых основаниях, в основном контролирует состояние самих сооружений, уделяя при этом на состояние вмещающих мерзлых пород меньшее внимание. Поэтому одними из условий, обеспечивающих нормальную эксплуатацию гидроузлов, работающих в сложных инженерно-геокриологических условиях, являются мониторинговые исследования и анализ не только состояния грунтовых плотин, но и примыкающим к ним толщ горных пород.

Климат района строительства резко континентальный с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Амплитуда внутри годовых колебаний температуры достигает почти 100 °С, средняя многолетняя температура воздуха составляет минус 10 °С. Район строительства находится в зоне распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых достигает 300 м. Геологические условия района строительства подробно описаны в специальной литературе [2, 3]. Остановимся только на основных моментах. Хотя в общегеологическом представлении участок строительства относится районам с «простым геологическим» строением, тем не менее с инженерно-геологического точки зрения и опыта гидротехнического строительства возникает ряд

сложных проблем, связанных с учетом геокриологических условий – Вилуйская ГЭС возводилась на полускальных осадочных таломерзлых основаниях с оползневыми образованиями, трещинами, заполненными льдом. Породы основания и днища представлены карбонатно-глинистой толщей в виде переслаивающихся мергелей, известняков, реже песчаников, часть склонов – долеритами. Многолетнемерзлая толща на ВГЭС-3 имеет двухъярусное строение, поры и трещины нижнего яруса заполнены рассолами (минерализация 80 г/л).

В этих условиях грунты чаще всего теряют свои прочностные свойства. По мнению исследователей, создание водохранилища вследствие повышений напора может привести к внедрению рассолов в вышележащие массивы по ослабленным участкам, растворению природного льда, как следствие к деградации мерзлоты, активизации оползневых процессов, водообмену между подземными водами и водохранилищем [1].

Грунты левобережного примыкания представлены гравитационными (оползневыми) образованиями и породами верхоленской свиты, которые примяты и раздавлены до щебня. В слое залегают отдельные блоки, расчлененные гравитационными трещинами отрыва, а также плоскостями и зонами дробления и скольжения. Грунты характеризуются высокой льдистостью (5 – 10%, на отдельных участках 15 – 30% и до 50%), и как следствие, высокой водопроницаемостью при оттаивании – до 50 – 150 м/сут. Кроме того, грунты сильно засолены (0,5 – 7%). В настоящее время оползневые процессы на левом берегу сдерживаются наличием мерзлоты. Для обеспечения устойчивости левобережного оползневого грунтового массива важно не допустить высоких темпов его оттаивания при эксплуатации [1].

Температурный режим левобережного примыкания анализировался по данным натурных наблюдений, собранных начиная с 1991 по 2011 гг. в скважинах, расположенных на бермах (скв. 3382 и 3797) и на склонах (скв. 877 и 3400). По этим данным были построены три вида температурных кривых.

Графики показывают, что максимальные годовые амплитуды наблюдаются в скважинах, расположенных на бермах. Так, в скв. 3382 (на

глубине 0,5 м) максимальная амплитуда за 1991-2011 гг. увеличивается от 24°C до 45,4 °C соответственно. В скв. 3797 регулярные измерения температур начали вести с 2006 года, и максимальные амплитуды на поверхности изменяются от 33,7 °C до 54,8 °C (2011 г). Наименьшее значение амплитуд зафиксировано в скв. 3797, причем начиная с глубины, равной 4 м почти не меняется и в среднем за расчетный период равно 0 °C. В скв.877 максимальная амплитуда постепенно увеличивается от 21,6 °C до 34,5 °C. В скв 3400 наблюдается наоборот постепенное уменьшение амплитуд от 25,7 °C до 9,7 °C.

Период температурной волны во всех представленных скважинах по данным измерений составляет 5 – 6 месяцев. Время наступления минимальных и максимальных температур за расчетный период примерно совпадает, отклонение составляет около 1 месяца.

В результате анализа хронологических кривых температур и кривых изменения температур по глубине по представленным скважинам были определены слои активного теплообмена (слой годовых теплооборотов). Они составили соответственно: скв. 3797 – 8 – 10 м; скв. 3382 – 5 – 6 м, скв. 877 – 7,5 м, скв. 3400 – 5 м.

Для выявления непрерывного изменения температур по глубине в зоне активного теплообмена автором были построены графики термоизоплант по соответствующим скважинам с использованием программы «Surfer 8». Графики термоизоплант четко показывают два фокуса распространения температур в грунтах. Так, например, в скв. 3382 первый фокус (зимний) характеризует период с января по апрель, когда в грунтах распространяется температура от -29 °C до -10 °C, второй фокус (летний) характеризует период проникновения теплых температур с мая по сентябрь, которые колеблются от 16,4 °C до 2 °C.

На графиках термоизоплант скважин видно, что температура ниже слоя годовых теплооборотов меняется незначительно. Это подтверждают и значения геотермических градиентов, вычисленных для слоя годовых теплооборотов и ниже границы этого слоя.

Таким образом, анализ грунтовых температур левобережной приплотинной зоны ВГЭС-3 за расчетный период показал, что грунты

левобережного примыкания и левого склона ниже слоя активного теплообмена находятся в стабильно мерзлом состоянии. Необходимо устроить ряд наблюдательных пьезометрических скважин в нижнем бьефе плотины на пути возможной обходной фильтрации в левобережном примыкании ВГЭС-3

Литература:

1. Горохов Е.Н. Температурный режим грунтов левобережного примыкания Вилюйской ГЭС-3 // Гидротехническое строительство. – 2003. - №2. – С.12-15
2. Соловьева А.Г., Цвик А.М. Анализ гидравлических исследований при обосновании проектных решений Вилюйской ГЭС-3 // Гидротехническое строительство. – 2006. - №4. – С.2-10
3. Фрумкин В.Н, Шерман М.М. О строительстве Вилюйской ГЭС-3 на многолетнемерзлом полускальном основании // Гидротехническое строительство. – 2003. - №12. – С.18-20

ХРОМОВАЯ РУДА В УЛЬТРАМАФИТАХ УЧАСТКА «КЕРШОРСКИЙ» КЕРШОРСКО-ТРУБАЮССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Шайбеков Р.И.¹, Гайкович М.М.²

¹*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
(shaybekov@geo.komisc.ru)*

²*ЗАО «МИРЕКО», г. Сыктывкар (mikeroro@mail.ru)*

Лагортинско-Кэршорская площадь расположена в пределах Лагортинско-Кэршорского рудного узла входящего в состав Войкаро-Сыньинского рудного района Полярно-Уральской металлогенической зоны, которая является самым крупным массивом на Полярном Урале и протягивается с севера на юг на 200 км; при ширине от 2 до 18 км, его площадь составляет 2000 км² [1, 2]. В геологическом строении площади участвуют магматические образования, с доминированием пород ультраосновного состава, представленные хромитоносными

ультрабазитами райизско-войкарского дунит-гарцбургитового мегакомплекса. Значительно меньшим распространением на площади пользуются метаморфизованные габброиды кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и долериты лагортаюского комплекса «параллельных даек».

Предшественниками исследователями все рудопроявления и пункты минерализации независимо от их природы объединялись в одно Лагортинское рудное поле. В настоящее время, в пределах Лагортинско-Кэршорского рудного узла выделены два потенциальных рудных поля: Лагортинское и Кэршорско-Трубаюское.

Кэршорско-Трубаюское рудное поле охватывает рудопроявления и пункты минерализации раннего этапа оруденения, представленные глиноземистыми рудами в восточной части площади.

Лагортинское рудное поле расположено в западной части площади, оно объединяет высокохромистые рудные обособления позднего этапа оруденения, связанного со становлением дунитов дунит-гарцбургитового СВК.

Участок «Кэршорский» располагается в юго-восточной части площади, в пределах Кэршорско-Трубаюского рудного поля. Его контуры охватывают водоразделы р. Мал. Лагорта, руч. Кэршор и руч. Изшор, имеет площадь 11 км² и является в настоящее время высокоперспективным. Административно участок входит в состав ЯНАО.

Кэршорское проявление выявлено в 1939 году К.Н. Прядкиным. При проведении поисковых работ в 1940-1942 годах [5] было выявлено 11 рудных тел, вскрытых канавами. В 1975-1976 годах рудопроявление было обследовано А.Э. Граудиным, в это же время на рудопроявлении проведены гравиразведочные работы по сети 50х20 м и магниторазведочные работы по сети 25х20м [3]. В 1984-1987 годах в рамках поисковых работ [4] проведено перевскрытие канавами отдельных наиболее крупных рудных тел с целью их бороздового опробования, в небольшом объеме проведены буровые работы.

По одной из последних оценок [4] на площади 1000х500 м установлено 11 сближенных тел хромитов неправильной линзообразной

гнездообразной формы с размерами от 1 до 40 м по простиранию, при мощности 0,4-15,0 м. руды локализуются в гарцбургитах вблизи контакта с породами верлит – дунитового комплекса. Все тела в дунитовой оторочке. Руды глиноземистые магнезиальные (алюмохромит, хромпикотит), преимущественно средне – до густовкрапленных и сплошных. Содержание Cr_2O_3 - 15,21-45,0% (среднее 23,01%).

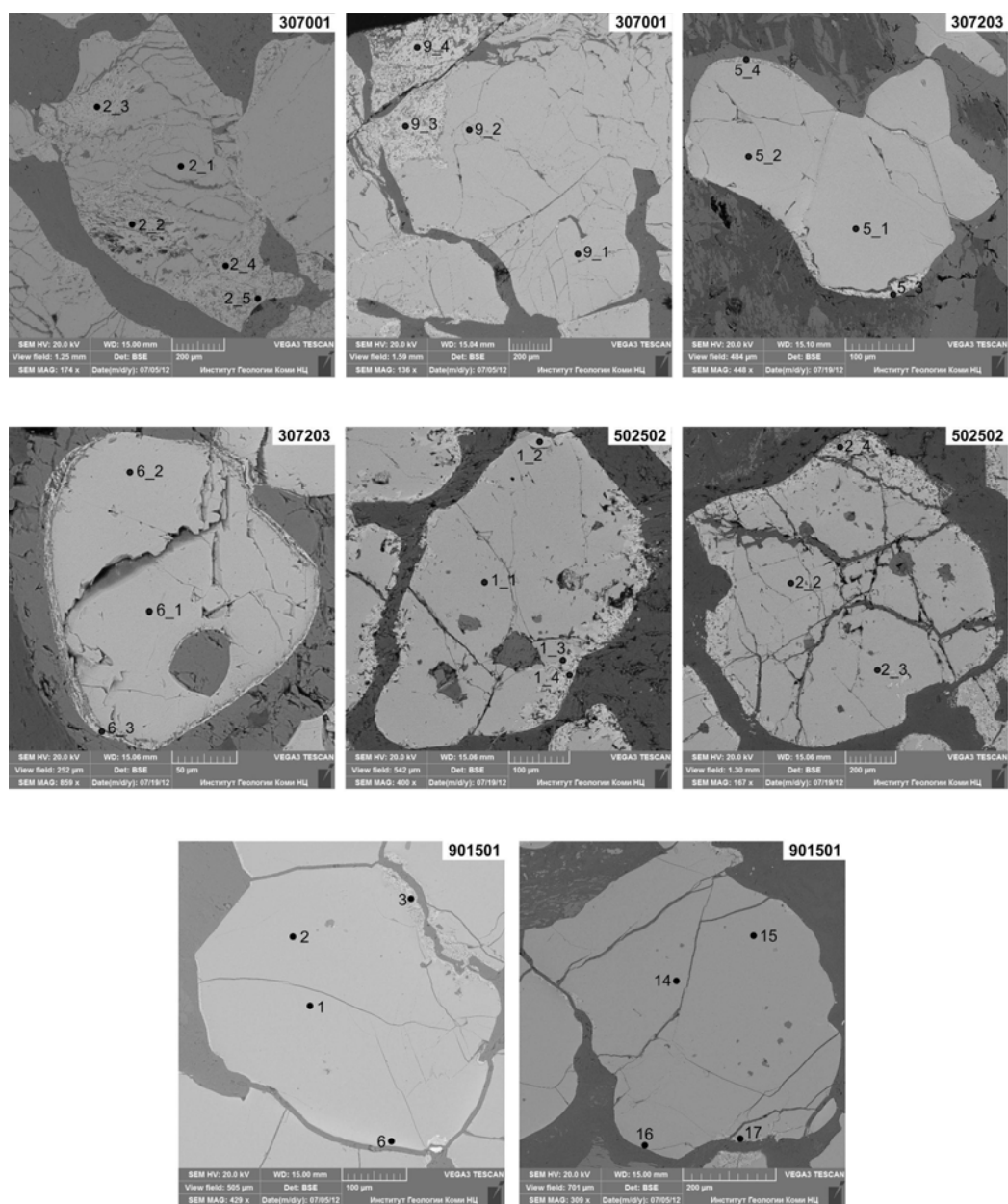


Рис. 1. Хромшпинелиды участка Кершорский

Пространственно оруденение локализуется в двух зонах: западной и восточной. Обе зоны сопровождаются протяженными делювиальными

развалами рудных обломков. Общая протяженность Западной зоны до 800 м при ширине ≈ 100 м. Восточная рудная зона, локализуемая парагенерации неистощенных гарцбургитов характеризуется протяженностью 500 м при ширине до 75-80 м. В пределах зоны в северной части выделено одно из наиболее крупных на Войкаре рудных тел размером 50 x 40 м, мощности до 15 м. Руды густовкрапленные до сплошных со средним содержанием Cr_2O_3 – 21,7%, хромшпинелид глиноземистый магнезиальный.

Хромшпинелид (рис. 1) участка представлен в основной массе крупными, средними, мелкими, округлыми кристаллами, серовато-белого цвета, со следами катаклаза, сильно трещиноватые, трещины (развиты в основном по плоскостям спайности) залечены хлоритом, размер зерен в поперечнике колеблется от 3,5 мм и менее. Зерна хромита, сильно метаморфизованы: отмечается «изъеденный» рисунок поверхности зерен, различной интенсивности и неоднородности (некоторые зерна имеют менее измененные центральные части, другие «изъедены» почти полностью), а также в некоторых зернах наблюдается сетчатая поверхность (за счет специфики развития трещиноватости) и треугольники выкрашивания (в единичных зернах). «Изъеденные» участки залечены хлоритом, а также наблюдается вторичное изменение окраски (в отдельных зернах), в виде прерывистой каймы различной мощности. В нескольких зернах (преимущественно в краевых частях) наблюдаются единичные, неправильной формы включения сульфидов никеля, размером в поперечнике от 0,06 мм и менее, а также пойкилитовые обособления оливина (изредка с хлоритом и серпентином), округлой, удлиненно-угловатой формы, размером в поперечнике от 0,1 мм и менее. В некоторых зернах по трещинам и в округлых обособлениях, выполненных серпентином и хлоритом, размером в поперечнике от 0,15 мм и менее, отмечаются тончайшие нитевидные включения магнетита. Химический состав хромшпинелидов приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав хромшпинелидов участка Кершорский

№ пробы	№ зерна_замера	Компоненты, масс. %									
		MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₅	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO
307001	2_1	16,31	25,61	-	0,41	-	-	41,34	-	-	18,17
	2_2	12,94	10,95	-	0,57	-	-	52,87	-	-	22,4
	2_3	12,91	9,84	-	0,73	-	-	52,38	-	-	24,44
	2_4	14,11	12,61	-	0,47	-	-	52,88	-	-	20,96
	2_5	14,1	11,39	0,26	0,65	-	-	49,92	-	-	23,19
	9_1	16,4	25,91	-	0,41	-	-	41,75	-	-	16,21
	9_2	16,18	26,29	-	0,45	0,33	-	41,76	-	-	16,45
	9_3	12,79	8,99	-	0,57	-	-	52,4	-	-	25,23
	9_4	13,62	11,64	-	0,71	-	-	52,97	-	-	22,06
307203	5_1	9,2	26,19	-	0,5	-	-	38,02	-	26,5	-
	5_2	9,29	26,22	-	0,42	-	-	38,78	-	25,53	-
	5_3	3,42	9,89	0,62	-	-	-	57,15	0,87	29,39	-
	5_4	9,54	15,6	5,85	-	-	0,34	43,06	-	25,65	-
	6_1	9,44	26,46	-	0,42	-	-	38,17	-	25,65	-
	6_2	8,94	27,76	-	0,39	-	-	37,74	-	26,95	-
	6_3	6,02	20,42	0,86	-	-	0,3	47,43	-	26,68	-
502502	1_1	13,55	27,4	-	0,41	-	-	41,24	-	18,14	-
	1_2	10,88	21,65	-	-	-	-	48,03	-	21,17	-
	1_3	10,29	20,06	-	0,41	-	-	47,26	-	22,71	-
	1_4	7,38	10,09	0,89	1,15	0,39	-	48,76	-	29,66	-
	2_2	13,65	27,07	-	0,57	-	-	41,29	-	17,65	-
	2_3	11,2	22,45	-	0,33	-	-	45,43	-	23,06	-
	2_4	8,12	10,88	0,93	0,68	-	-	53,84	-	28,52	-
901501	1	14,69	24,47	-	0,36	-	-	43,68	-	19,53	-
	2	14,87	25,28	-	0,38	-	-	43,25	-	19,22	-
	3	12,66	3,97	3,22	1,67	-	-	37,53	-	38,27	-
	6	10,99	10,81	-	-	-	-	58,83	-	21,2	-
	14	14,62	23,71	-	-	-	-	43,05	-	-	17,78
	15	14,5	23,25	-	0,26	0,3	-	43,94	-	-	17,57
	16	14,22	22,87	-	0,3	-	-	42,57	-	-	18,65
	17	11,15	2,58	1,34	1,39	-	-	51,01	-	-	30,71

Примечание: здесь и в последующих таблицах анализы выполнены на электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-max (Oxford instruments) в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Аналитик С.С. Шевчук.

По своей структуре хромшпинелиды делятся на два типа:

1. массивные (имеющие неравномерную, сложной структуры метаморфическую кайму различной мощности, размерами от 5 до 250-300

мкм). В них от центра к периферии (к метаморфической кайме) уменьшаются содержания MgO (от 16,4 до 3,42), Al_2O_3 (от 27,07 до 2,58) и существенно увеличиваются содержания Cr_2O_3 (от 38,02 до 57,15), FeO (от 16,21 до 30,71), Fe_2O_3 (от 17,65 до 38,27), TiO_2 (от 0 до 5,85), V_2O_5 (от 0 до 0,33), MnO (от 0 до 0,87).

2. пятнистые с метаморфической каймой (по структуре в зернах отмечаются как светлые, так и темные участки). В таких зернах, от перехода от светлых к темным пятнам, наблюдается тенденция к уменьшению MgO (от 13,55 до 10,29), Al_2O_3 (от 27,4 до 20,06) и увеличению Cr_2O_3 (от 41,24 до 48,03), Fe_2O_3 (от 18,14 до 22,71). При этом содержание TiO_2 (0-0,41) остается неизменным от приуроченности к той или иной цветовой области. При движении к краю метаморфической каймы идет резкое уменьшение содержаний MgO (до 7,38), Al_2O_3 (до 10,09) и увеличение Cr_2O_3 (до 48,76), Fe_2O_3 (до 29,66), SiO_2 (от 0 до 0,89), TiO_2 (от 0,41 до 1,15), V_2O_5 (от 0 до 0,39).

Заключение. В результате электронно-микроскопических исследований хромовой руды установлено, что

- для массивных, имеющих кайму, зерен характерно уменьшение содержаний MgO , Al_2O_3 и увеличение Cr_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 . Для пятнистых разновидностей, имеющих кайму, от центра к краю отмечается та же тенденция, что и для массивных зерен, но с увеличением содержания Cr_2O_3 в кайме. Следует отметить, что участок Кершорский характеризуется наибольшими преобразованиями в структуре зерен, что обуславливается образованием широких с одной и узких с другой стороны кайм.
- оценивая последовательность формирования хромовых руд можно полагать, что кристаллизация хромшпинелидов происходила на магматическом этапе рудообразования. Затем, вероятно с началом серпентинизации вмещающих пород вследствие проявления флюидных процессов, происходило изменение хромшпинелидов, выразившееся в понижении содержания в нем алюминия и возрастании содержания железа и хрома.

Авторы благодарны В.Г. Котельникову, Е.А. Котельниковой, С.К. Кузнецову, С.С. Шевчуку за помощь в подготовке работы.

Работа выполнена при поддержке НШ 1310.2012, программы Президиума РАН № 27 (12-П-5-1027), проекта 12-5-6-016-АРКТИКА.

Литература:

1. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
- Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
2. Мартынов В. В., Юсупов Ш. А., Козлов Ф. А. Отчёт о работах Лагортинской геофизической партии № 614/75 на территории Ямало-Ненецкого нац. округа Тюменской области. 1976. ТГФ.
3. Овечкин А.М. Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Отчет за 1985-1999 гг. 1999. Коми ТГФ.
4. Софронов Г.П. Хромитовые месторождения Войкарского ультраосновного массива. 1948. Коми ТГФ.

**СУБВЕРТИКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ
ПРОВОДИМОСТИ И ИХ СВЯЗЬ С ЭНДОГЕННЫМИ
РУДНЫМИ УЗЛАМИ В ПРЕДЕЛАХ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ «КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ
ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАТАЛКА»**

Шарафутдинов В. М., Хасанов И. М.

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан

Актуальность изучения глубинного строения рудных узлов и их периферии в пределах Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС), обусловлена выявлением роли глубинных геологических факторов, формирующих рудолокализирующие структуры золоторудных месторождений. Особенности глубинного строения во многом определяют металлогенический потенциал территории. Эти исследования актуальны для Северо-Востока России в связи с истощением россыпных

месторождений и, как следствие, необходимостью поиска рудных месторождений золота, преимущественно крупнообъемных морфогенетических типов, для обеспечения функционирования существующих и новых горнодобывающих предприятий. Целью данной работы является построение обобщенной геоэлектрической модели верхней части земной коры ЯКСС до глубин 20 км и выявление особенностей глубинного строения рудных узлов на основе магнитотеллурических (МТЗ), петрофизических, минералогических исследований

В пределах ЯКСС осадочные толщи объединяются в верхоянский комплекс в котором выделяются аспидная, граувакково-сланцевая, черносланцевая, флишевая, флишоидная формации. На большей части рассматриваемой площади превалирует линейная складчатость, локальным участкам свойственна брахиформная складчатая структура.

Обобщенная модель геоэлектрического разреза юго-востока Яно-Колымской складчатой системы состоит из трех элементов: сложно построенного и преимущественно проводящего осадочного чехла; его высокоомного основания; корового проводящего слоя.

Осадочный чехол и высокоомное основание, предполагаемый кристаллический фундамент, во многих местах расчленен субвертикальными электропроводящими зонами мощностью до 10 км и глубиной заложения до 20-25 км, которые простираются на десятки километров. Выявленные зоны отождествляются с глубинными разломами, которые, предположительно, служат в качестве флюидоподводящих каналов и инициируют объемные физико-химические процессы, приводящие к резкому изменению физических свойств горных пород, находящихся в зоне их влияния, сопровождаются интенсивным смятием, рассланцеванием, кварц-углеродистым метасоматозом и где, по-видимому, происходит разгрузка рудоносных растворов образовавших золото - кварцевые месторождения и рудопроявления.

Совместный анализ электропроводности, верхней части земной коры геологического строения и данных металлогении юга Яно-Колымской складчатой системы позволяет выявить закономерности в строении геоэлектрических разрезов и размещении полезных ископаемых. В

процессе изучения выяснилось, что большинство рудных полей, месторождений и рудопроявлений явно тяготеют к локальным близповерхностным (3-5 км) субвертикальным линейным зонам, с характерной повышенной проводимостью. Выделенные проводящие зоны генетически, связаны с коровым проводящим слоем.

Эндогенные рудогенерирующие системы построены следующей схеме, включающей в себя три уровня: зону генерации или глубинный источник мобильной фазы с растворенными в ней рудными компонентами - коровый проводящий слой; транспортную зону или дренажную сеть, выводящую мобильную фазу в верхние горизонты земной коры-субвертикальные зоны проводимости-проводящие неоднородности; зону консолидации, где мобильная фаза кристаллизуется, в случае магматических расплавов, или сбрасывает рудную нагрузку и рассеивается, в случае флюидных потоков образуя неоднородности высокого сопротивления.

С целью выяснения природы субвертикальных зон проводимости был проведен петрофизический и геолого-минералогический анализ образцов горных пород отобранных по поверхности до глубины 1 км одной из субвертикальных зон электропроводности, к которой приурочен, Омчакский рудный узел. В результате установлено, что высокая проводимость измененных горных пород, расположенных в зоне влияния глубинного разлома как выходящих на дневную поверхность так и погруженных до глубин 1000 метров, в пределах Наталкинского рудного поля обуславливается наличием (и распределением в электрически связанные полосы или цепочки) углеродистого вещества и сульфидов.

Не смотря на то, что рудные узлы имеют различную рудную минерализацию и расположены в различных геолого-структурных позициях и литологических разностях пород они характеризуются несколькими основными общими чертами глубинного строения.

В результате комплексного анализа распределения электропроводности, гравитационного и магнитного полей в пределах известных рудопроявлений и месторождений, которые пересекаются профилями, на примере крупных рудных узлов (Ат-Юрях-Штурмовского,

Центрально-Оротуканского, Среднеканского и др.) можно предположить следующие критерии выделения перспективных территорий (до уровня рудного узла):

- наличие глубинных разломов, фиксирующихся субвертикальной зоной повышенной проводимости;
- близость (первые километры) магматического очага;
- приуроченность (в пределах АЮА и БП): «локального» выступа кристаллического фундамента (до глубины 5 км);
- наличие латерально выраженной "компетентной" толщи, "перекрывающей" верхнюю часть субвертикальной проводящей зоны и характеризующейся резким градиентом электрических свойств (от 3 до 300 Ом), которая является опорным геоэлектрическим горизонтом. Данный горизонт можно рассматривать как металлотект;
- приуроченность линейных положительных локальных аномалий магнитного поля, характерных для районов интенсивной складчатости (северо-западная часть ИДС);
- наличие локальных положительных аномалий гравитационного поля;

Одним из основных итогов исследований является то, что для юго-востока Яно-Колымской складчатой системы, на основе интерпретации кривых магнитотеллурического зондирования построена геоэлектрическая модель исследуемой территории. В её пределах выделены субвертикальные зоны повышенной электропроводности глубиной 20-25 км, которые отождествляются с глубинными рудоконтролирующими разломами. Предложена схематическая модель эндогенной рудегенирующей системы и выявлены геолого-геофизические критерии глубинного строения рудных узлов, которые могут использоваться в практической деятельности с целью прогноза потенциально рудолокализирующих структур на уровне рудных узлов. Результаты работы позволяют по-новому взглянуть на глубинное строение юга Яно-Колымской складчатой системы и наметить перспективные территории для дальнейшего геологического доизучения.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВМЕЩАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕМУНСКОГО ПОЛЯ

Шахурдина Н.К., Проценко Е.В.

НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный

Верхнемунское кимберлитовое поле расположено в пределах Мунского алмазоносного района, в междуречье Улаах-Муна и Муна. В геологическом строении района участвуют терригенно-карбонатные породы верхнего отдела кембрия представленные моркокинской ($\text{Є}_3\text{mrk}$) и мархинской свитами ($\text{Є}_3\text{mrh}$), а также среднего-верхнего отдела кембрия, в объеме чукукской свиты ($\text{Є}_{2-3}\text{sk}$). В региональном плане данное поле находится в пределах южного склона Анабарской антеклизы.

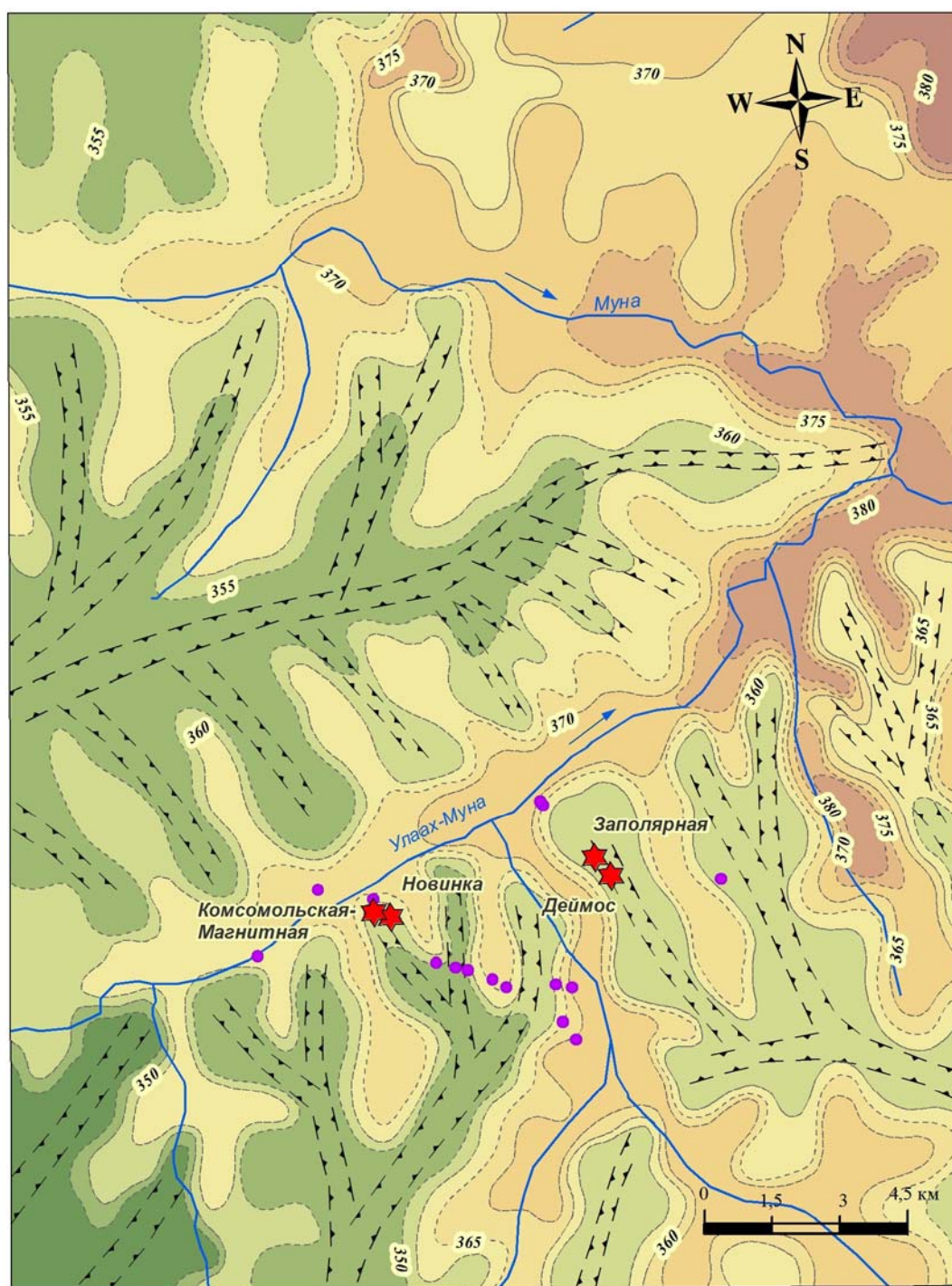
В пределах поля выделяются 16 трубочных и 4 даечных кимберлитовых тела, 14 из которых алмазоносны. При этом 4 трубки, в том числе Заполярная, Деймос, Комсомольская-Магнитная и Новинка имеют статус промышленных месторождений. Установлены также россыпепроявления алмазов по р. Муна, в том числе и промышленная россыпь по р. Улаах-Муна. Кимберлитовые трубки Верхнемунского поля образовались в средне-позднепалеозойское время.

Геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 не позволили выявить даже основные черты разрывной тектоники территории. Тем не менее, по цепочкам кимберлитовых трубок предполагалось наличие двух разломов северо-западного простирания (290^0): один из них увязывал трубки Зимняя, Легкая, Комсомольская-Магнитная, Новинка, 325 лет Якутии; второй- трубки Заполярная и Малая. Большинство диаграмм имеет однонаправленную с разломами ориентировку длинных осей.

Целенаправленное дешифрирование аэрофотоснимков, проведенное на этой площади показало, что на последних разрывы дешифрируются фрагментарно и часто весьма неуверенно. Видимо дешифрирующиеся лениаменты следует относить к разряду скрытых разломов.

Структурно-тектонические предпосылки прогноза кимберлитового магматизма, традиционно используемые при алмазопроисловых работах, отражают роль кимберлитовмещающих структур, благоприятных для проявлений эксплозивного магматизма трубчатого типа. Важным моментом локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является и понимание сущности кимберлитоконтролирующих разломов – относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы [3]. Частичное разрешение этих вопросов было получено при проведении детальных исследований в пределах Верхнемунского кимберлитового поля. В задачи этих исследований входили картирование и изучение конкретных структур осадочного чехла в пределах околотрубчатых пространств и установление возможности их использования в качестве локальных и узколокальных структурно-тектонических факторов прогнозирования [2].

Современный структурный план кимберлитовмещающих образований на открытой площади Верхнемунского поля, где отсутствует площадное бурение и, где на современной дневной поверхности обнажаются, в основном, верхнекембрийские отложения, в качестве опорных горизонтов соответственно были выбрана подошва мархинской (верхний кембрий) свиты. Абсолютные отметки этих уровней рассчитывались по материалам геологических съёмов масштабов 1:50 000 – 1:200 000 (Рис.).



Условные обозначения:

- ★ коренные месторождения алмазов
 - кимберлитовые тела
 - осевые линии депрессий в структуре кимберлитовмещающих образований
- 345 350 355 360 365 370 375 380 385
- шкала изогипс подошвы мархинской свиты (Є_{3mgh}), м

Рис. Структурная карта Верхнемунского кимберлитового поля

Анализ построенной структурной карты позволил выделить на площади изучаемого поля основные тектонические элементы, а также определить их пространственно-генетические связи с кимберлитовыми телами [1]. Выполненные построения свидетельствуют о том, что основными структурными элементами осадочного чехла в пределах кимберлитового поля являются грабенообразные линейные депрессии. Теоретическая проработка и оценка роли этих депрессий как магмопроводящих структур для эксплозивных образований показывают, что они занимают самое крайнее положение в иерархическом ряду рифтогенных элементов, входящих в зоны динамического влияния древнего Катанго-Котуйского авлакогена. Установленная приуроченность известных кимберлитовых тел к грабенам и участкам их торцевого выклинивания свидетельствует о том, что они являлись теми своеобразными магмаводами, по которым происходила латеральная доставка кимберлитового расплава от главных рифтовых долин этого авлакогена к районам его локализации в виде конкретных кимберлитовых полей.

Локальные структуры, рассматриваемого поля, установленные по подошве мархинской свиты, представлены разноплановыми линейными депрессиями, отвечающими категории структурных желобов. Непосредственно в пределах поля они имеют север-северо-западную и субмеридиональную ориентировку. Их ширина по днищу составляет от 1,0-1,5 до 2,5 км, а углубление не превышает 15-20 м. Минерагеническая роль этих структурных желобов определяется тем, что все кимберлитовые тела рассматриваемого поля пространственно приурочены к участкам их торцевого выклинивания.

Выводы: Таким образом, широкое проявление охарактеризованных структурно-тектонических элементов в пределах кимберлитовых полей требует их обязательного учета при прогнозировании как промежуточных объектов поисков в ранге узколокальных высокоперспективных участков, так и непосредственно коренных источников алмазов. Выделение и трассирование подобных грабенообразных депрессий позволит также

оптимизировать затраты алмазопроизводственных работ на перспективных территориях [2].

Литература:

1. Коробков И.Г., Вафин Т.Р. Структуры кимберлитовых полей – как фактор локального прогноза коренной алмазности.// Сб. тр. «Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Пацифики». – Магадан, 2003, т.3. – С. 213-215.
2. Коробков И.Г., Шахурдина Н.К. Структуры кимберлитовых полей как основа инновационного подхода к прогнозу коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 2011. №3/4. С. 94-95.
3. Шахурдина Н.К., Коробков И.Г. Структуры осадочного чехла Мирнинского кимберлитового поля // Проблемы геологии и разведки недр северо-востока России: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия). 30 марта 2011 г. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. – С. 120-124.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЕРХОЯНО- КОЛЫМСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА В ПОЛОСЕ ПРОФИЛЯ З-ДВ ХАНДЫГА - АДЫГАЛАХ.

**Шевченко Б.Ф.¹, Гурьянов В.А.¹, Горошко М.В.¹, Диденко
А.Н.^{1,6}, Сальников А.С.², Заможняя Н.Г.³, Яковлев Д.В.⁴, Суворов В.Д.⁵**

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
Хабаровск*

²*Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и
минерального сырья, МПР РФ, Новосибирск*

³*ОП «Спецгеофизика», «ВНИИГеофизика», МПР РФ, Москва*

⁴*ООО «Северо-Запад», Москва*

⁵*Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск*

⁶*Геологический институт РАН, Москва*

Территория полосы профиля охватывает юго-восточную часть Северо-Азиатского кратона. Она последовательно пересекает (с запада на восток) восточную часть Сибирской платформы, Юдомо-Майский рифтогенный прогиб, юго-восточную часть Верхояно-Колымского орогенного пояса (расположен на погруженной части кратона) [5].

На схеме тектонического районирования (рис.1) нами показаны основные тектонические элементы чехла восточной окраины Сибирской платформы и прилегающей к ней с востока территории южной части Верхояно-Колымского орогенного пояса. В составе чехла платформы выделены: Юдомо-Майский рифейский рифтогенный прогиб, юго-восточный фрагмент Вилуйской юрской синеклизы, восточный фланг юрско-мелового Предверхоянского прогиба рифтогенной природы и ряд кайнозойских угленосных впадин в долине р. Алдан.

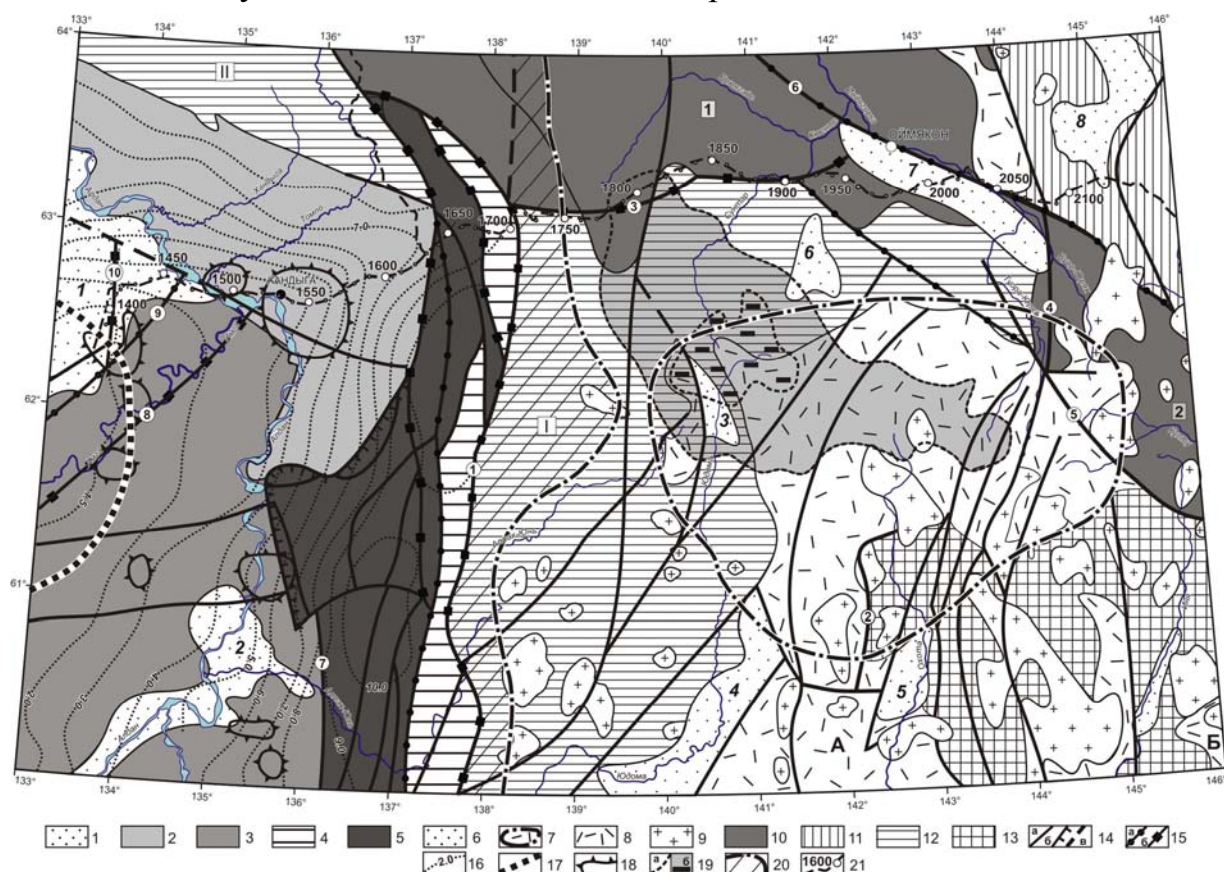


Рис.1. Схема тектонического районирования зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса

1 – 5 Сибирская платформа: 1 – кайнозойские впадины - (1 - Нижнеалданская угленосная, 2 – Джукан-Кербинская); 2 - Предверхоянский мезозойский (J-K₁) рифтогенный прогиб; 3 - Вилуйская мезозойская (J) моноклиза; 4 -Сетте-Дабанский венд-среднепалеозойский рифтогенный прогиб; 5 - Юдомо-Майский рифейский рифтогенный прогиб; 6 – 9 структуры активных окраин: 6 -

кайнозойские впадины (3 - Верхне-Юдомская, 4 - Юдомская, 5 - Средне-Охотская, 6- Агаяканская, 7 - Оймяконская, 8 – Верхненерская); 7 - Позднемеловая-палеогеновая наложенная Куйдусунская вулcano-тектоническая структура; 8 - альб-позднемеловой вулcano-плутонический пояс: А - Кетандинская ветвь, Б - Магаданская ветвь, 9 - позднемеловые гранитоиды (коллизийные и внутриплитные); 10 – 13 Верхояно-Колымский орогенный пояс: 10 - Адыча-Тарынский антиклинорий (1) и 2 – Верхнеколымский синклинорий (2), 11 - Аян-Юрхский антиклинорий, 12 - синклинорий: I -Аллах-Юнский, II – Бараинский, 13 - Кухтуйский выступ докембрийского Охотского массива (микроконтинента); Тектонические нарушения: 14 - а) – межблоковые (пронумерованные): 1 - Бурхалинский, 2 - Хизинда-Кухтуйский, 3 - Кюбуминский, 4 - Индигирский, 5 - Хейджанский, 6 - Колымо-Индигирский, 7 - Кыллахский, 8 - Хочомский, 9 - Итык-Кюэльский, 10 – Буатаманский и прочие (без номеров), б) - надвиги; в) - предполагаемые разломы; 15 - глубина заложения: а) - мантийная, б) – нижнекоровая; Элементы глубинного строения: 16 - изопакеты осадочного чехла Сибирской платформы и рифтогенного комплекса Юдомо-Майского прогиба в км (данные опорного бурения, КМПВ, МТЗ), 17 - граница Якутского свода архейского фундамента Сибирской платформы (данные КМПВ, МТВ, плотностного 3D моделирования), 18 - не выходящие на земную поверхность абиссолиты нефелин-сиенитового состава (данные МОВ-ОГТ, плотностное и 3-Д моделирование), 19 - глубинный контур распространения пород Куйдусунской ВТС -а), ее корневая часть -б) - (плотностное 3D моделирование), 20 - проекция на земную поверхность мантийного “окна” в подошве Мохоровичича (данные МОВ-ОГТ); 21 - линия профиля 3 -ДВ, с номерами пикетов в км.

Юдомо-Майский прогиб протягивается в меридиональном направлении более чем на 700км при ширине от 40 до 110км. По сейсмическим данным, западный борт прогиба по пологому (около 13^0) разлому надвинут на структуры позднемезозойского Предверхоянского рифтогенного прогиба. Амплитуда перекрытия до 35км. Восточный борт более крутой (угол падения от 40^0 в западном направлении до субвертикального). Прогиб ассиметричен. Его осевая часть смещена к востоку. Глубина погружения кристаллического фундамента под Юдомо-Майским прогибом составляет более 15км. В формировании и развитии прогиба огромную роль играли процессы рифтогенеза, получившие наиболее отчетливое структурное выражение в позднем рифее и девоне. В пределах Юдомо-Майского прогиба установлена своеобразная телескопированная рифтогенная структура – Сетте-Дабанский палеорифт [3]. Он представляет собой серию моноклиналей, сложенных карбонатными и вулканогенными морскими комплексами, которые веерообразно надвинуты к западу друг на друга. На уровне среднего и верхнего девона имеются покровы и дайки субщелочных и щелочных

долеритов. Восточная часть рифта перекрыта нижнепермской терригенной толщей Аллах-Юнского прогиба. По вновь полученным геофизическим данным установлен комплексный геофизический образ выше названных рифтогенных структур.

Вилуйская моноклиза представлена лишь частью своего южного крыла. В бассейне рек Амга и Алдан она сложена континентальными отложениями юры, под которыми бурением установлены отложения кембрия, венда и рифея.

Предверхоянский рифтогенный прогиб в пределах исследованной территории представлен своим юго-восточным окончанием. Он выполнен юрскими и нижнемеловыми континентальными отложениями, перекрывающими толщи триаса, перми, нижнего палеозоя. На его восточном крыле кристаллический фундамент залегает на глубинах свыше 8 км. Накопление юрско-меловых толщ происходило синхронно с формированием фронтальных надвиговых структур Южно-Верхоянского орогенного пояса [2].

Нижнеалданская предгорная кайнозойская впадина, выполненная мощными (до 900 м) толщами олигоцена и неогена, примыкает к южной окраине широтной ветви Верхоянского хребта.

Верхояно-Колымский орогенный пояс сформировался на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона с докембрийским кристаллическим основанием. Он сложен породами от нижнего карбона до верхней юры включительно. Со структурами Сибирской платформы он граничит по Бурхалинскому глубинному разлому (рис.1). Формирование Бурхалинского (по Стогний Г.А. Сетте-Дабанского) разлома произошло в позднем протерозое. Вдоль разлома выделен Южно-Верхоянский метаморфический и сопряженные с ним магматические образования [4,5]. Пояс узкой полосой (до 50-60 км) протягивается в меридиональном направлении вдоль западного борта Аллах-Юнского синклинория и пересекает Адыча-Тарынский антиклинорий (рис.1). На уровне подошвы земной коры поясу соответствует мантийное «окно» (разрыв поверхности Мохо). Помимо указанных структурных элементов пояса, вслед за авторами Госгеолкарты РФ [1] нами выделены Бараинский, Верхнеколымский синклинории и Аян-

Юряхский антиклинорий, Кухтуйский выступ докембрийского Охотского массива (микроконтинента). В самостоятельный тектонический элемент выделена альб - позднемеловая – кайнозойская Куйдусунская вулканотектоническая структура (ВТС) со своими глубинными корнями. Районирование аномального гравиметрического поля и высокий тепловой поток до 100 мВт/м^2 [4], плотностное 3D моделирование и частично данные МОВ-ОГТ позволяют сделать предположение о плюмовой природе ВТС.

При составлении тектонической карты полосы профиля и прилегающих территорий, исходя из полученного ряда структурно-геофизических моделей, были учтены следующие основные особенности глубинного строения земной коры. По структурным характеристикам геоэлектрической и сейсмической модели (МТЗ, МОВ-ОГТ) и эффективным геоэлектрическим параметрам (проводимость) в интервале пикетов 1 950 – 1 970 км выделена восточная граница погруженной части Северо-Азиатского кратона. По сейсмической модели МОВ-ОГТ на интервале пикетов 1 630 – 1 670 км установлена надвиговая структура, фрагментарно прослеживающаяся до поверхности Мохоровичича. На интервале пикетов 1 400 – 1 650 км по сейсмическим моделям (МОВ-ОГТ, КМПВ) установлена мощность чехла восточной части Сибирской платформы, особенности стратификации Предверхоянского рифтогенного прогиба. По магнитной и сейсмической (МОВ-ОГТ) моделям установлена глубинная структура Хандыгского абиссолита (пикеты 1 520 – 1 575 км).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00088а).

Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 - Оймякон, О – 55. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 231 с. (Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова)
2. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
3. Сагир А.В. Особенности развития и металлогенеза Сетте-Дабанского палеорифта//Отечественная геология. 1997, № 2, С.17-23

4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 20054. 174 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДМЕРЗЛОТНЫХ ВОД (ТЕРРИТОРИЯ Г. ЯКУТСКА)

Шепелев Н. Г.¹, Шепелева Я.П.²

¹ *Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию, г. Якутск (shepelevnik@mail.ru),*

² *СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск (shepelevayap@mail.ru)*

На территории г. Якутска пробурено порядка 80 гидрогеологических скважин каптирующих подмерзлотные воды.

Глубокое промерзание земных недр способствовало образованию мощной толщи многолетнемерзлых пород (250-450 м). Работа водозаборов происходит в условиях снижения естественных запасов подмерзлотных вод [1].

При создании геофильтрационной модели рассматривалась территория г. Якутска от южной границы распространения юрского водоносного комплекса до северной окраины. Площадь исследуемой территории составляет около 700 км².

Моделируемая область представляется в виде неограниченного в плане изолированного пласта. Допустимое понижение для подмерзлотных вод определяется высотой напора над подошвой ММП, но не более 350 м (максимальная высота подъема воды, серийно выпускаемыми насосами). Среднее допустимое понижение по модели принято равным 156 м. Средний водоотбор составил 3245 м³/сут (табл. 1).

Таблица 1

Значения водоотбора и понижения уровня подмерзлотных вод в режимных гидрогеологических скважинах на территории г. Якутска

год	Водоотбор, м ³ /сут				Средний уровень в течение года, м Понижение уровня воды за год, м			
	Блок модели	Птицефабрика	Маган	Хатассы, свинок. скв. Я-47,2Р	Скв.12-Я	Скв.31	Скв.34	Скв.33
2005	3199	436	300	157	<u>131,81</u> 2,47	<u>129,01</u> 3,41	<u>103,73</u> 1,23	<u>146,01</u> 1,45
2006	3226	387	290	314	<u>134,27</u> 2,46	<u>131,9</u> 2,89	<u>105,93</u> 2,2	<u>147,72</u> 1,71
2007	3303	331	258	342	<u>136,82</u> 2,55	<u>134,09</u> 2,19	<u>107,4</u> 1,47	<u>148,78</u> 1,06
среднее	3245	385	282	270	<u>—</u> 2,49	<u>—</u> 2,83	<u>—</u> 1,63	<u>—</u> 1,41

При построении модели использованы средние значения гидрогеологических параметров: коэффициент водопроводимости – 47 м²/сут, коэффициент пьезопроводности – $2,9 \times 10^5$ м²/сут [2,3].

Воспроизведение на модели процесса эксплуатации с фактическими дебитами необходимо для проверки геофильтрационных параметров. При этом в модель закладывались средние дебиты за последние 3 года работающих эксплуатационных скважин блока. Расчет выполнялся на 25 лет эксплуатации.

Модельные понижения при фактических водоотборах сравнивались с фактическими (средними за 3 года) понижениями уровня воды в наблюдательных скважинах.

Результаты моделирования близки и показывают, что в режимных скважинах, расположенных в центральной части моделируемой области, сходимость значений понижений уровня подмерзлотных вод является достаточно высокой (отклонения результатов не превышают 8,25%, табл. 2).

Общая характеристика геофильтрационной модели подмерзлотного водоносного комплекса юрских отложений и сходимость модельных и фактических понижений уровней в режимных скважинах, расположенных в центральной части модели, указывают на её соответствие гидрогеологическим условиям территории. Следовательно, подобная

модель может успешно использоваться при решении прогнозных гидрогеологических задач (рис. 1).

Таблица 2

Параметры сходимости (калибровки) фактических и модельных понижений в режимных гидрогеологических скважинах (фактический водоотбор)

№ наблюдательной скважины	Гидрогеологические параметры	Понижение в режимной скважине		Погрешность %
		модельное на 25 лет годовое	фактическое среднее за 3 года	
12-Я	$km=47 \text{ м}^2/\text{сут}$ $a=2,9 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{сут}$	$\frac{69,28}{2,77}$	2,55	8,25
31		$\frac{69,09}{2,76}$	2,83	2,47
34		$\frac{65,38}{2,61}$	1,78	46,6
33		$\frac{69,07}{2,76}$	1,41	51

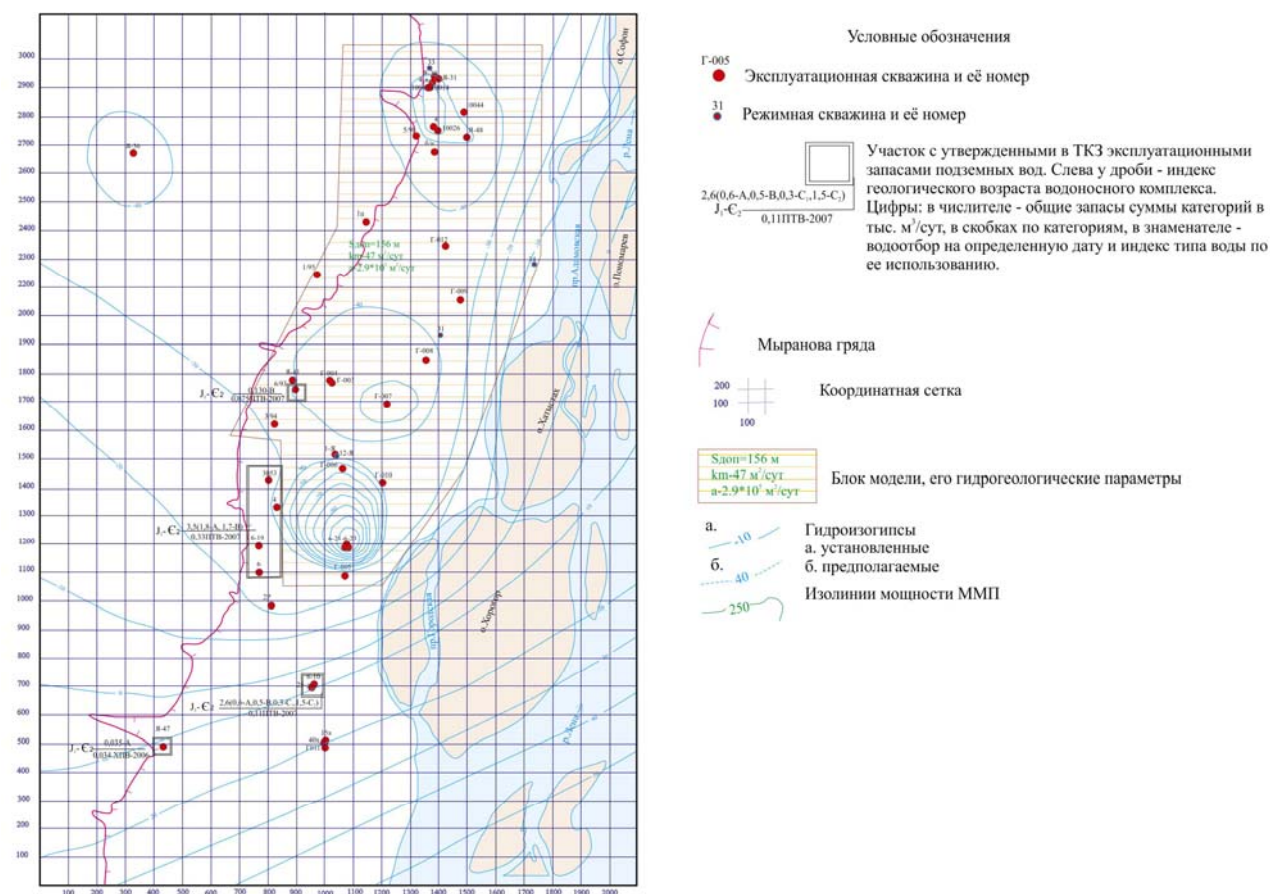


Рис.1. Схема урвневной модели водоносного комплекса юрских отложений. Масштаб 1:80 000

Литература:

1. Иванова Л.Д., Ломовцева Н.С. Характеристика и распространение подмерзлотных водоносных комплексов. В кн.: Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования/Отв. ред. Н.П. Анисимова. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. с. 71.
2. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири/Шепелёв В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. – Новосибирск: Наука, 1984 г.– 190 с.
3. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В. В. Шепелёв, А. В. Бойцов, Н. Г. Оберман, М. Ф. Петченко и др. – Якутск: Издательство Института мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.
4. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / В. Т. Балобаев, Л. Д. Иванова, Н. М. Никитина, В. В. Шепелёв, Н. С. Ломовцева, В. И. Скутин. – Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 137 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Шепелев Н. Г.¹, Шепелева Я.П.²

¹ *Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и
недропользованию, г. Якутск (shepelevnik@mail.ru)*

² *СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск (shepelevayap@mail.ru)*

Территория принадлежит Республике Саха (Якутия), в пределах которой расположены Оленекский, Булунский, Жиганский улусы. Она ограничена координатами 68-72°с.ш. и 120-126°в.д. Лист R-51 – Джарджан.

В гидрогеологическом отношении данная территория изучена слабо и неравномерно, специализированных гидрогеологических съемок не проводилось. Основные сведения о подземных водах описываемой территории получены по Тюмянинским скважинам и по опорной Джарджанской скважине. Специфика гидрогеологических условий определяется распространением многолетнемерзлых пород. Вся территория

находится в поясе многолетней сплошной мерзлоты с редкими таликами, мощность толщ многолетнемерзлых пород 200-500 м и больше.

Рассматриваемая территория входит в состав артезианской Восточно-Сибирской гидрогеологической области, в которой в соответствии с современным структурным планом и особенностями распространения геологических формаций [1,3] выделяются Хатангский, Оленекский и Якутский артезианские бассейны (Рис. 1).

Хатангский артезианский бассейн

Бассейн совпадает с Лено-Анабарским прогибом, в пределах рассматриваемой территории дренируется реками бассейна р. Бур и, частично, р. Оленек. Водоносные комплексы бассейна приурочены к юрско-меловым, пермо-триасовым, кембрийским, венд-кембрийским и рифейским породам. В связи с развитием многолетней мерзлоты, пресные верхние водоносные горизонты полностью проморожены до глубины 300-600 м. В основании многолетнемерзлой толщи повсеместно залегают соленые подземные воды. Дебиты притока составляли от 0,8 до 687,3 м³/сут. Подмерзлотные воды имеют хлоридно-кальциевый, хлоридно-натриевый состав [2].

Якутский артезианский бассейн

Бассейн приурочен к Приверхоянскому прогибу и дренируется рекой Леной с ее притоками Молодо, Джарджан, Уэль-Сиктях и др. В пределах бассейна выделяются юрско-меловой, пермский и протерозойский водоносные комплексы. Подошва многолетнемерзлых пород отбивается на глубине 440 м. Средняя мощность мерзлоты в Якутском артезианском бассейне составляет около 500 м, геотермическая ступень – 35-40 м.

Дебит притока составлял от 6 до 55 м³/сут. Воды хлоридно-кальциевого состава, соленые, минерализация до 50 г/л [2].

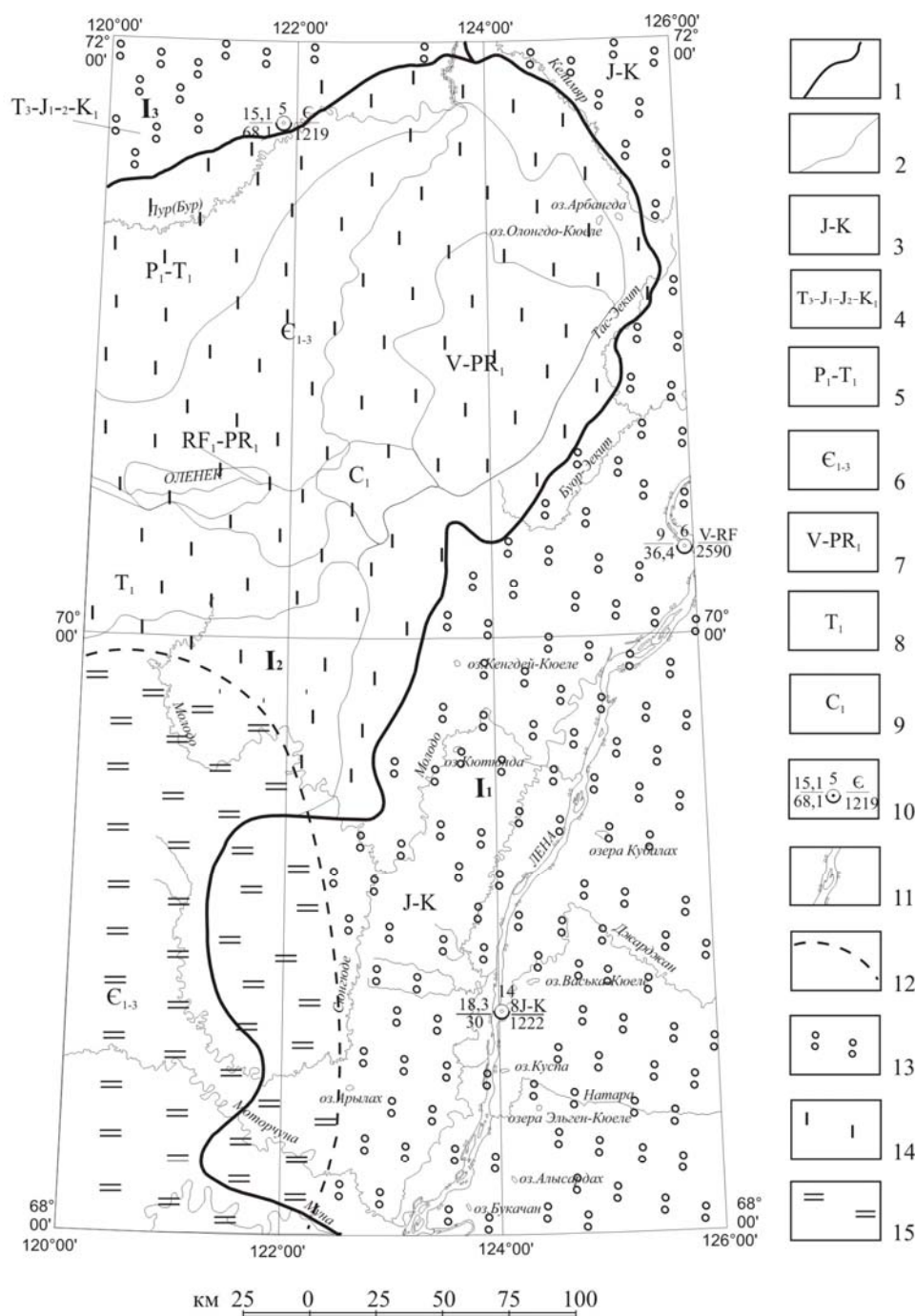


Рис. 1. Гидрогеологическая схема.

Оленекский криоартезианский бассейн

Бассейн приурочен к Анабарской антеклизе, осложненной на северо-востоке Сололийским поднятием. Его осадочный чехол сложен в северной части карбонатными отложениями среднего и верхнего кембрия, в южной – терригенно-карбонатными отложениями ордовика. Общая мощность отложений чехла превышает 1000 м. В северо-западном направлении она сокращается вплоть до полного выклинивания на Анабарском щите. Вся площадь данной структуры охвачена сплошным и глубоким многолетним промерзанием. Общая мощность криолитозоны в бассейне достигает 1500 м. Зона пресных вод мощностью 200-500 м полностью проморожена, ниже в осадочном чехле бассейна развиты высококонцентрированные криопеги. Бассейн дренируется реками Оленек, Молодо, Моторчуна, Муна.

Водоносные комплексы приурочены к протерозойским, кембрийским, карбон-нижнепермским, пермо-триасовым, нижнетриасовым отложениям.

Воды солоноватые, минерализация до 350 г/л, по составу хлоридные, хлоридно-натриевые, хлоридно-кальциевые, сульфатно-магниево-натриевого состава [2]. Температура рассолов минус 3-5°C. По содержанию калия, брома, магния и других компонентов данные рассолы представляют несомненный промышленный интерес. Возможно их использование и в качестве лечебных бромных вод. Спектральный анализ сухого остатка показал повышение содержания отдельных элементов (в мас.%): вольфрама – 0,01, циркония – 0,02.

Рассматриваемый район богат водами и рассолами промышленного значения, где наибольший интерес могут представлять йодобромные и калиевые воды. Наиболее перспективными в этом плане могут быть рассмотрены Хатангский артезианский бассейн и Оленекский криоартезианский бассейн.

В заключении отметим, что пояс распространения пресных подземных вод проморожен, а отложения ниже по геологическому разрезу содержат соленые и рассольные подземные воды с преобладанием анионов хлора. Поэтому они не могут рассматриваться в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения в природном состоянии. Наиболее обеспеченным

питьевыми водами является район долины р. Лена, к которой приурочены подрусловые талики. Модуль эксплуатационных ресурсов (площадной), оцененный по модулю питания подземных вод, составляет 0,1-0,5 л/с*км². В конечном итоге таликовые воды р. Лена обладают более высокими перспективами на выявление пресных подземных вод и могут представлять наибольший интерес для питьевого водоснабжения.

Литература:

1. Атласов И.П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы /Тр. НИИГА, 1960, т. 106, с. 3-169.
2. Басков Е. А., Чуйко М. А. Гидрогеохимическое районирование Восточной Сибири. В кн.: Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь. СПб; Издательство ВСЕГЕИ, 2002. С. 349-353.
3. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири./ Отв. редактор акад. АН СССР П. И. Мельников. М., Наука, 1984.

ПРИРОДА ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Шкодзинский В.С.

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

Проблеме происхождения кимберлитов посвящены тысячи публикаций. Тем не менее, в большинстве работ признается, что она до сих пор не имеет убедительного однозначного решения. С появлением доказательств горячего образования Земли и фракционирования на ней глобального океана магмы стало очевидным, что такое положение не случайно. Оно обусловлено ошибочностью гипотезы холодного образования Земли, на основе которой до сих пор предпринимались попытки решения генетических вопросов петрологии. Неучет самого массового и эффективного процесса дифференциации земного вещества,

глобального магматического фракционирования, является непреодолимым барьером для выяснения истинной природы глубинных процессов. Учет же этого фракционирования позволяет однозначно решать все вопросы кимберлитобразования и другие генетические проблемы.

По рассчитанной модели [1] при формировании Земли после быстрой аккреции железного ядра под влиянием в основном магнитных сил выпадавший силикатный материал плавился в результате импактного тепловыделения и образовал глобальный океан магмы. Его нижняя часть кристаллизовалась вследствие роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы сформировали ультраосновные кумулаты нижней мантии, а всплывавшие остаточные расплавы – расслоенный по составу постаккреционный магматический океан.

Фракционирование этого океана сверху вниз привело к образованию эндербитов, серых гнейсов и докембрийских гранитоидов кристаллической коры древних платформ из кислого верхнего слоя; в основном протерозойских рапакиви, анортозитов и сиенитов – из основного; преимущественно фанерозойских лампроитов, карбонатитов и кимберлитов – из пикритового и перидотитового.

Фракционирование пикритового и перидотитового слоев при величине молекулярного отношения $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$ в магме менее 0,6 в условиях высокого давления приводило к образованию лампроитовых и других щелочных магм [2]. При большей его величине остаточные расплавы эволюционировали в сторону кимберлитов и карбонатитов. Такое происхождение кимберлитов объясняет присутствие в большинстве из них карбонатитового тренда фракционирования [1] и изменения состава минералов в этих породах по законам магматической дифференциации. Расплавотфильные компоненты интенсивно накапливались в остаточном расплаве. Это объясняет большое содержание в кимберлитах углекислоты, воды, легких редких земель. В связи с этим исчезает необходимость предполагать существование нереального с физико-химической точки зрения метасоматического привноса этих компонентов при образовании кимберлитовых магм. Мантийные ксенолиты очень бедны этими компонентами. Поэтому в мантии нет источников метасоматизирующего

флюида. Из-за большого давления в них нет открытых пор и трещин, необходимых для движения флюида, даже если бы он появился.

Докембрийская кристаллическая кора древних платформ и кимберлитовые остаточные расплавы перидотитового слоя образовались при одном и том же процессе фракционирования различных частей магматического океана. Это объясняет присутствие кимберлитов только в участках с древней корой (правило Клиффорда).

В расслоенном по составу постагрегационном магматическом океане плотность сильно возрастала с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³). Поэтому при остывании в нем не возникала единая, от поверхности до подошвы, конвекция. По этой причине он остывал и фракционировал сверху вниз очень медленно в результате главным образом кондуктивных теплопотерь. Это объясняет образование кимберлитов преимущественно в фанерозое и возрастание их количества примерно в геометрической прогрессии [1].

В основании литосферы древних платформ среди кумулатов находятся приближающиеся по составу к кимберлитам участки, в которых присутствует до примерно 10 % интерстиционного близкого к карбонатитовому остаточного расплава. Он, судя по составу, находился во включениях в фибриллярных алмазах. Такие участки имеют пониженную прочность и повышенную пластичность. Поэтому при тектонических деформациях литосферы они выжимались в зоны растяжения подобно тому, как выжимается варенье из разламываемого пирога.

Твердые фазы интенсивно плавилась под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения и формировались кимберлитовые магмы. Количественные соотношения расплавившихся различных минералов в разных частях поднимающихся колонн могли сильно варьировать. Это объясняет характерную для кимберлитовых трубок большую неоднородность состава и присутствие в них богатых карбонатами участков и жил, образовавшихся в основном из остаточного расплава.

Формирование в низкотемпературной мантии платформ обусловило небольшую температуру кимберлитовых магм. Поэтому они декомпрессионно затвердевали на малоглубинной стадии подъема и взрывались под влиянием законсервированного затвердеванием высокого

внутреннего давления газовой фазы [1]. Это объясняет образование ими преимущественно кимберлитовых трубок и отсутствие кимберлитовых лав.

Для формирования кимберлитов нет необходимости предполагать процессы частичного плавления мантии. Массовое замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными в мантийных ксенолитах свидетельствует об остывании мантии древних платформ (на 400°C за последние 2 млрд. лет) и об отсутствии в ней процессов плавления. Вязкость расплава (десятки пуаз), в котором происходило фракционирование, в триллионы раз меньше вязкости слабо подплавленных мантийных пород (для астеносферы она равна $10^{16} - 10^{18}$ пуаз). Поэтому процессы магматической дифференциации в природе широко распространены, тогда как кимберлитовые по составу выплавки, в случае их существования, практически не могли бы отделяться.

Вследствие образования литосферы древних платформ в результате фракционирования постаккреционного магматического океана, все их участки перспективны на присутствие алмазоносных кимберлитов, если в них сохранились кимберлитсодержащие нижние части. Это объясняет установленное в настоящее время присутствие большого количества кимберлитовых тел на различных платформах и широкое распространение алмазоносных россыпей даже в тех участках, где кимберлиты еще не выявлены.

Остаточные расплавы приобрели кимберлитовый состав после затвердевания исходных перидотитовых магм более чем на 99,9 %. Из этого следует, что кимберлитовые по составу участки в мантии имеют относительно небольшой объем. Это объясняет чаще всего небольшой размер (сотни метров) кимберлитовых тел, возникавших из таких участков.

Большая мощность перидотитового слоя магматического океана обусловила многоярусное расположение кимберлитовых по составу участков в литосферной мантии платформ и их различную алмазоносность. Выжимание разноглубинных кимберлитовых субстратов по одним и тем же зонам растяжения при тектонических деформациях является причиной совмещения кимберлитовых трубок различного состава и алмазоносности даже в одном и том же поле. Всеземная первичная латеральная

протяженность перидотитового слоя магматического океана объясняет присутствие близких по составу кимберлитов на всех древних платформах.

Образование кимберлитоконтролирующих зон тектонических деформаций в литосфере платформ обусловлено главным образом механическим воздействием на нее поднимавшихся в астеносфере плюмов. Под влиянием декомпрессии в плюмах происходило плавление эклогитов и подъем основных магм из возникавших магматических очагов. Это является причиной широкого распространения траппов в пределах и в окрестностях кимберлитовых провинций.

Литература:

1. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Palmarium academic publishing, 2012. 579 с.
2. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H_2O , CO_2 and H_2 // J. Petrol. 1975. V. 16. N 3. P. 520–548.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ В МАНТИИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Обычно предполагается, что алмазы образовались в твердой мантии в архее в процессе глобального метасоматоза и случайно захватывались кимберлитовыми магмами при прохождении их через алмазоносные породы. Этому предположению, однако, противоречат существование закономерных корреляций морфологии и других свойств алмазов с составом вмещающих кимберлитов, присутствие в них расплавных включений, часто близкий к кимберлитовым трубкам возраст включений и многие другие данные [1].

В свете современных данных о горячей аккреции Земли кимберлитовые остаточные расплавы и алмазы образовались в одном и том же процессе фракционирования перидотитового слоя постаккреционного океана магмы и связаны между собой парагенетическими соотношениями. Это объясняет, казалось бы, несовместимые особенности алмазов – корреляцию их морфологии, содержания, крупности и примесного состава с составом кимберлитов, но часто значительно более древний возраст включений в алмазах по сравнению с трубками. Алмазы, как и другие глубинные минералы кимберлитов, являются не аллоксенокристаллами, а автоксенокристаллами [1]. То есть они не случайно захватывались кимберлитовыми магмами, а возникли на ранних стадиях образования этих магм. По генезису они подобны глубинным вкрапленникам щелочных базальтовых магм, но формировались не при их глубинном остывании, а при остывании и кристаллизации перидотитового слоя магматического океана, родоначального для кимберлитовых магм.

Имеется обширная литература, посвященная предполагаемым реакциям образования алмазов в результате взаимодействия метасоматического флюида с твердыми фазами мантии. С позиций модели магматического океана эти реакции не существуют, подобно тому, как не существуют реакции образования большинства высокотемпературных породообразующих минералов в кристаллизующихся магмах. Алмазы формировались из растворенного в расплавах углерода, поскольку концентрация его увеличивалась по мере уменьшения количества остаточного расплава. Незначительная растворимость и содержание в расплавах свободного углерода объясняет крайне малое количество алмазов даже в самых богатых кимберлитах (до 1 – 2 г/т). Между тем, в случае широко предполагаемого привноса углеродсодержащих флюидов алмазы должны были бы формировать жилы в мантии и содержания их в кимберлитах могли бы иногда достигать первых процентов.

Свойства алмазов определялись не составом метасоматического флюида, а особенностями остаточного расплава при фракционировании, что объясняет зависимость кристалломорфологии и других свойств алмазов от состава кимберлитов. Наиболее сильное влияние на морфологию

оказывала вязкость остаточных расплавов, в которых они кристаллизовались. Накопление кремнекислоты в остаточных расплавах на главных стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана приводило к сильному увеличению вязкости этих расплавов. Это обусловило снижение скорости диффузии углерода, увеличение степени пересыщения им расплавов и эволюцию кристалломорфологии образующихся алмазов в последовательности октаэдры – ромбододекаэдры – кубы. С появлением на заключительной стадии фракционирования самостоятельной флюидной фазы в ней происходила быстрая кристаллизация алмазных агрегатов вследствие очень высокой скорости диффузии углерода во флюиде [1].

Рассмотренная последовательность кристаллизации подтверждается уменьшением в среднем изотопного возраста включений в алмазах разной морфологии в соответствии с ней. Она объясняет разнообразие алмазов даже в одной той же трубке и главные особенности эволюции морфологии зон роста в кристаллах. В то же время в богатых углекислотой кимберлитах иногда содержится позднее поколение мелких октаэдрических кристаллов и наблюдаются кубические и ромбододекаэдрические внутренние зоны в октаэдрических кристаллах. Это, видимо, частично обусловлено достижением некоторых самых поздних остаточных расплавов карбонатитового состава. Такой расплав приобретал пониженную вязкость, что вновь приводило к кристаллизации октаэдрических кристаллов. Другой причиной могут быть процессы гравитационной дифференциации в кристаллизовавшемся магматическом океане. Они приводили к опусканию возникших кубов и ромбододекаэдров в нижние более высокотемпературные и мафические менее дифференцированные его части и к нарастанию на эти кристаллы октаэдрических зон. Очень длительное образование алмазов во фракционировавшем перидотитовом слое магматического океана (более 2 млрд. лет) объясняет присутствие иногда в кимберлитах алмазов-гигантов.

По мере возрастания вязкости остаточных расплавов и уменьшения скорости диффузии углерода в них слои роста на наиболее крупных кристаллах алмазов переставали дорастать до краев граней. Это приводило

к образованию выпуклогранных кристаллов. Их обычно называют округлыми алмазами. Дискуссия о происхождении этих алмазов продолжается уже более столетия. Их формирование чаще всего связывают с процессами растворения. Однако, присутствие в некоторых кристаллах округлых внутренних зон, повышенное содержание округлых алмазов в богатых кремнекислотой кимберлитах и их больший в среднем размер по сравнению с плоскогранными кристаллами в кимберлитовых трубках и россыпях однозначно подтверждает представления о ростовом генезисе таких алмазов. Судя по массовому замещению высокотемпературных минералов низкотемпературными в мантийных ксенолитах и обычно отсутствию в них противоположных явлений, мантия постепенно остывает. Это расширяет поле устойчивости алмазов и препятствует возникновению процессов его растворения. Изредка наблюдающееся присутствие на алмазах ямок и каналов травления, видимо, чаще всего связано с воздействием на них выделявшейся флюидной фазы на малоглубинной стадии подъема кимберлитовых магм. Большая скорость диффузии химических компонентов во флюиде обусловила интенсивное растворение алмазов на контакте с флюидными пузырьками при низком давлении в области неустойчивости алмаза.

Эклогиты в литосфере древних платформ, судя по расположению точек их состава на единых с другими мантийными породами трендах фракционирования и резкому отличию их по составу от океанических базитов, образовались на средних стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана [1]. Это объясняет постоянное присутствие ксенолитов эклогитов в кимберлитах и включений эклогитового состава в алмазах, а также сонахождение иногда эклогитовых и перидотитовых включений в одном и том кристалле алмаза.

Азот, как и все другие летучие компоненты, интенсивно накапливался в остаточных расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах. Это подтверждается значительным возрастанием в среднем его содержания от ранних алмазов к поздним и объясняет большие вариации его количества в этом минерале [1].

Легкие редкие земли содержатся в кимберлитах в десятки – сотни раз

больших количествах, чем тяжелые. Это позволяет предполагать большее накопление легкого изотопа углерода по сравнению с тяжелым в остаточных расплавах. Данное предположение подтверждается возрастанием в среднем доли легкого углерода в поздних алмазах и объясняет большие вариации изотопных отношений в этом минерале даже в одной и той же кимберлитовой трубке. Иногда наблюдающееся относительно небольшое уменьшение содержания азота и легкого углерода к краям кристаллов, видимо, связано с гравитационным перемещением кристаллов в менее дифференцированные остаточные расплавы.

Высокая температура сокращает поле устойчивости алмаза. По этой причине на самой ранней стадии кристаллизации перидотитового слоя был устойчив графит, а не алмаз. Это объясняет иногда присутствие в центрах роста кристаллов алмаза графита и обычно отсутствие в кимберлитах алмазов древнее 3,5 млрд. лет, хотя возраст Земли около 4,56 млрд. лет.

Литература:

1. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Palmarium academic publishing, 2012. 579 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛМАЗОВ В ПОРОДАХ КАРНИЙСКОГО ЯРУСА НИЖНЕ-ЛЕНСКОГО РАЙОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Яковлев В.Г.

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

В северо-восточной части Сибирской платформы известны проявления ураганной алмазоносности ($>10\text{кар/м}^3$), связанные со слагающими базальный горизонт вулканогенно-осадочными отложениями осипайской свиты карнийского яруса (T_{3K}). Отложения распределены на территории нижнего течения р.Лены в районе Булкурской антиклинали и имеют вид протяженных скоплений грубообломочного вулканогенно-

осадочного несортированного материала малой мощности (0,1–1м) [3]. В верхнетриасовых породах обнаружены кристаллы, отвечающие по внешним и внутренним характеристикам алмазам I, II, III, VIII минералогических разновидностей (согласно классификации Ю.Л. Орлова [4]), а также V и VII разновидности, установленные только на северо-востоке платформы [1]. Ранее в работе [6] алмазы коллекции были подразделены на три группы. В каждую группу были включены алмазы с заданными признаками. Одним из критериев при выделении той или иной группы служил дефект I (1525;1550) (ниже будет приведено более полное описание каждой для группы).

Целью представленного исследования поставлено выявить на территории Нижне-Ленского района генетические типы алмазов, характеризующиеся определенными признаками.

В работе поставлена следующая задача: провести ИК-спектральный анализ дефектно-примесного состава алмазов различного облика, соответствующих по внутренним и внешним признакам I(VIII) и V(VII) минералогическим разновидностям классификации Ю.Л. Орлова.

Методика. В работе был использован метод ИК-спектроскопии. При помощи данного метода получены спектры поглощения двадцати трех алмазов I и V минералогических разновидностей. Измерения проводились без учета положения образца относительно светового луча. Расчет концентрации азота проводился согласно методике изложенной в работе [5].

Образцы. В коллекции образцов представлено тринадцать кристаллов ромбододекаэдрического габитуса I разновидности (додекаэдроиды), среди которых двойник срастания и поликристаллический агрегат; один кристалл октаэдрического габитуса I разновидности и девять кристаллов V разновидности. На двух додекаэдрических кристаллах присутствуют следы пластической деформации (“жильный” тип). Образцы отобраны с правого и левого берегов нижнего течения р. Лены. Поверхности граней кристаллов I разновидности не отражают следов механического износа. В алмазах (I разнов.) не наблюдается видимых минеральных включений.

Результаты. Разделение кристаллов алмаза на генетические группы основано на том предположении, что среди образцов исследуемой коллекции присутствуют представители разных генетических типов. Каждый генетический тип алмаза отражает обстановку среды, в которой проходил его отжиг. Ввиду этого алмазы, извлеченные из пород Нижне-Ленского района, по содержанию дефектно-примесных центров были разделены на три генетические группы [6] (рис.1):

К первой группе (группа №1) отнесены алмазы, полностью кристаллизовавшиеся из материнского магматического расплава в недрах Земли и не подвергавшиеся изменениям, связанным со вторичными процессами в период постростового времени своего существования. Процесс агрегирования азота, вызванный термическим отжигом, ввиду этого завершился в одно время с кристаллизацией из расплава. В первую группу предварительно включен один ламинарный октаэдрический кристалл I разновидности. Примесь азота в нем агрегирована в формах А, В1, В2, С и имеет повышенную ее степень ($N_B \sim 50\%$). Общая концентрация азотной составляющей высокая ($N_{tot} \sim 500 \text{ at.ppm}$).

Вторая группа (группа №2) включает генетический тип алмазов (тип II), кристаллы которых кристаллизовались из материнского расплава в период времени пребывания в мантийных условиях, а также подверглись начальным этапам отжига, связанного с метаморфическими процессами в посткристаллизационный период своего развития (генетический тип I). Среди коллекции кристаллов к первому типу отнесены три округлых ромбододекаэдроидов, и, предварительно, один поликристаллический агрегат I разновидности. Азот в индивидах находится в формах А, В1, В2, С и имеет среднюю ($\%N_B \sim 30$) и повышенную ($\%N_B \sim 70$) степень агрегированности. Второй генетический тип (тип III) алмазов прошел через начальные и промежуточные этапы метаморфизма. В структуре каждого кристалла данного типа идентифицирован аналогичный, что и в алмазах второго типа, набор дефектно-примесных центров; степень агрегированности азота повышенная ($\%N_B \sim 45-55$). Процесс термодиффузии в постростовое время существования в алмазах третьего типа был направлен в сторону агрегирования (экзотермический процесс)

или диссоциации (эндотермический процесс). К данному типу отнесены пять алмазов I минералогической разновидности и восемь алмазов V разновидности. В структуре каждого из кристаллов помимо указанных выше дефектно-примесных центров регистрируется дефект I(1525;1550), связываемый с междоузельными атомами углерода в структуре и подтверждающий начальные и промежуточные этапы отжига [2]. Общая концентрация примесного азота в азотных дефектно-примесных центрах второго и третьего генетических типов второй группы варьирует в широких пределах от 600 до 1100 at.ppm. (рис.2).

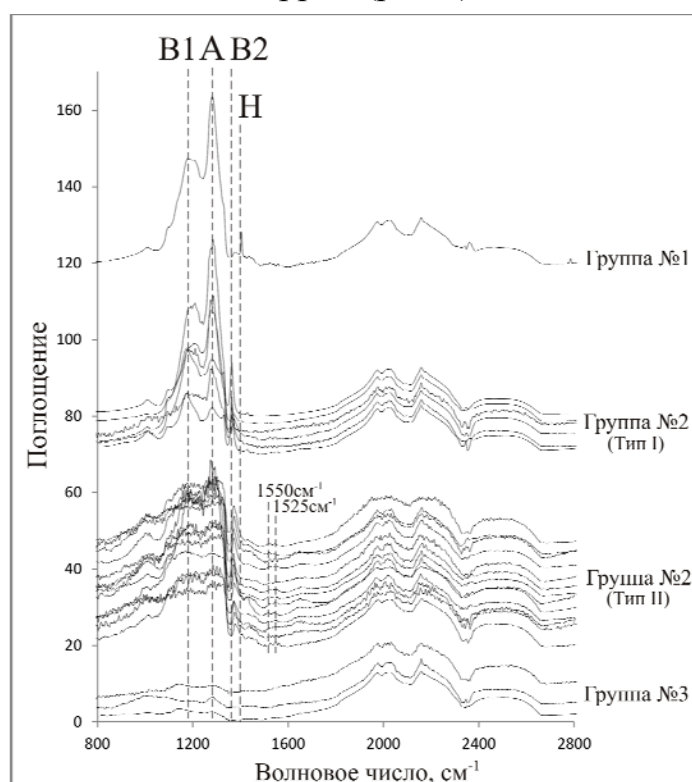


Рис.1. ИК-спектры поглощения алмазов трех генетических групп, извлеченных из пород карнийского яруса Нижне-Ленского района

К третьей группе (группа №3) отнесены алмазы, агрегирование азота в кристаллах которых приостановилось на начальном этапе. В группу включены два округлых ромбододекаэдроиды I разновидности и один округлый ромбододекаэдрон V разновидности. В каждом из алмазов идентифицированы дефектно-примесные центры А, В1 и С. Степень агрегированности азота меняется в пределах 35-70%, общая концентрация примеси азота не превышает 120 at.ppm (рис.2) Не исключено, что начало кристаллизации из расплава кристаллов алмаза данного генетического

типа, отнесенного к третьей генетической группе, проходило в один период времени с агрегированием азота в некоторых алмазах – представителях второй генетической группы, т.к. кристаллы группы №2 и группы №3 плотно распределены в пределах одного участка Нижне-Ленского района в породах одного генезиса – туффитах.

Анализ спектров поглощения алмазов в ультрафиолетовой и видимой областях света позволит выявить более четкий критерий принадлежности алмазов Нижне-Ленского района к разным генетическим типам из трех выделенных групп.

Заключение.

Поскольку на территории Нижне-Ленского района алмазы разных генетических типов распределены в пределах одной области, есть основание предполагать, что в ней имела место более сложная по сравнению с остальными участками района геологическая обстановка, характеризующаяся периодической сменой термобарического режима.

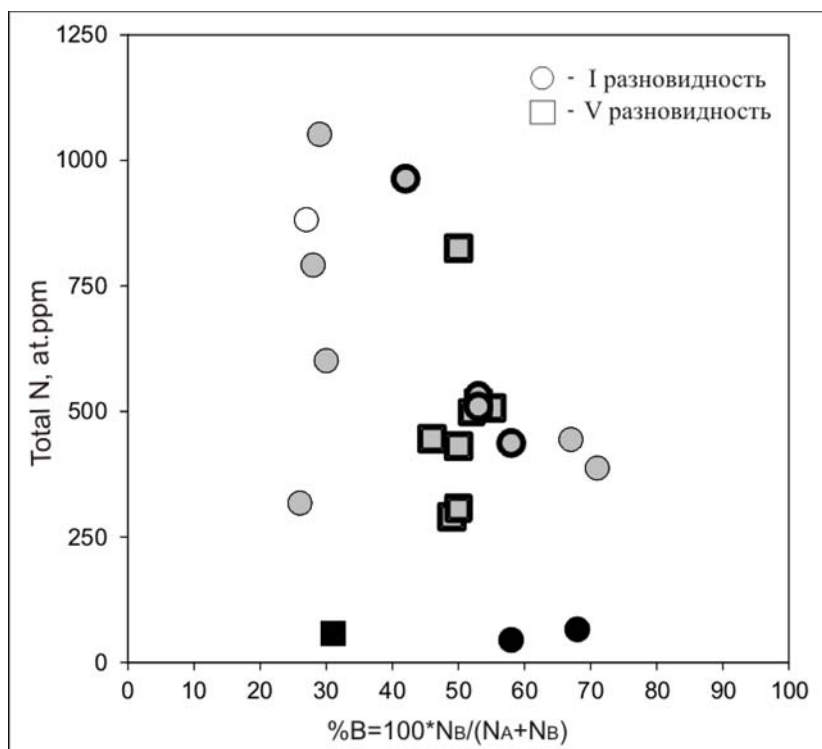


Рис.2. Диаграмма содержание азота – степень агрегированности (на основе методики предложенной Тэйлором [7]) для кристаллов алмаза, извлеченных из пород карнийского яруса ($T_{3к}$) Нижне-Ленского района.

Генетические группы алмазов:

□ – первая; ■ – вторая; ■ – третья; ■ – четвертая

Литература:

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского ун-та, 2000, № 5. С. 80-97.
2. Васильев Е.А. Планарные оптически-активные центры алмазов как индикаторы условий алмазообразования. Автореферат диссертации. С.Петербург, 2007. 20 с.
3. Граханов С.А., Смелов А.П. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской Платформы // Отечественная геология, 2010, №5. С. 3-12.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука». 1973. 223 с.
5. Хачатрян Г.К. Усовершенствованная методика оценки концентрации азота в алмазе и ее практическое применение. // Геологич. аспекты минерально-сырьевой базы АК «Алроса»: Совр. состояние, перспективы, решения. - Мирный. 2003. 319-322.
6. Яковлев В.Г. “ЭРЭЛ-2012”: Материалы Всероссийской конференции научной молодежи. – Якутск: Изд-во “Сфера”, 2012. – Том I.- С.213
7. Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // Amer. Miner., 1990, V. 75, P. 1290.1310.

Современный рентгеновский анализ в промышленности



Рентгенофлуоресцентный волнодисперсионный спектрометр **S8 TIGER**

- Определение химического состава материалов
- Простая и быстрая пробоподготовка
- Анализ элементов от бериллия до урана
- Диапазон измеряемых концентраций от долей ppm до 100%
- Воспроизводимость 0,05 % отн.
- Быстрый обзорный анализ и получение полуколичественных результатов без использования стандартных образцов
- Современное программное обеспечение **SPECTRA^{PLUS}**

Настольный рентгеновский дифрактометр **D2 PHASER**

- Качественный и количественный фазовый анализ
- Определение степени кристалличности
- Характеристики фазы (параметры ячейки, размер кристаллитов, микронапряжения)
- Определение кристаллических структур
- Широкий спектр прободержателей стандартного промышленного размера (Ø 51.5 мм) для различных задач

Рентгеновский дифрактометр **D4 ENDEAVOR**

- Фазовый анализ большого количества проб
- Быстрый анализ при помощи позиционно-чувствительного детектора
- Интегрирование в производственные линии
- Дифрактометр **D4 ENDEAVOR** специально разработан для автоматизированной системы контроля качества в промышленности

Innovation with Integrity

XRF/XRD

www.bruker.ru

ООО Брукер

Москва, 119017,

Пятницкая ул. 50/2 стр. 1

Тел.: +7 (495) 517-92-84

+7 (495) 517-92-85

e-mail: xray@bruker.ru

Санкт-Петербург

Екатеринбург

Казань

Новосибирск

Тел.: +7 (812) 323-46-09

Тел.: +7 (343) 345-85-92

Тел.: +7 (843) 290-81-89

Тел.: +7 (983) 121-63-89