

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова
Академия наук Республики Саха (Якутия)
Якутское отделение Российского минералогического общества



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции

10 – 12 апреля 2019 г.

Том I

Якутск
2019

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

Председатель Оргкомитета конференции
академик АН РС (Я) В.Ю. Фридовский

Публикация выполнена в авторском варианте
с незначительными редакционными правками

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России:
материалы IX Всероссийской научно-практической конференции, 10 - 12
апреля 2019 г. в 2 т. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019.
ISBN 978-5-7513-2658-6
– Т. 1. – 276 с.
ISBN 978-5-7513-2659-3

В 1 томе сборника представлены статьи участников IX Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», посвященные вопросам геологии и минералогии рудных месторождений, месторождений алмаза и геологии нефтегазоносных провинций. В нем представлены результаты и идеи, полученные российскими учеными по различным направлениям геологии Северо-Восточной Азии.

Материалы сборника представляют интерес для ученых и исследователей, геологов и геофизиков, студентов, обучающихся по геологическим специальностям.

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

ISBN 978-5-7513-2659-3 (т. 1)
ISBN 978-5-7513-2658-6

© ИГАБМ СО РАН, 2019
© Северо-Восточный федеральный
университет, 2019

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Алексеев В.И.

Акцессорный вольфрамит в гранитоидах Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) как индикатор их рудоносности..... 10

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н.

Типоморфные особенности самородного золота Хохойского рудного поля..... 13

Анисимова Г.С., Мустафин С.К.

Сурьма: Сырьевая база, новые перспективные типы и качества комплексных руд..... 16

Васильева Т.И., Заякина Н.В.

Современное минералообразование и сезонные минералы Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия)..... 18

Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю., Кравченко А.А.

Минералого-геохимические особенности золота россыпного проявления р. Улахан Хаптасыннах (Анабарский щит)..... 22

Желонкина М.С., Костин А.В.

Минералогия Нижнеэндыбальского месторождения (Западное Верхоянье, Якутия)..... 25

Журавлев А.И., Лоскутов Е.Е., Иванов А.И., Кравченко А.А., Тимофеев В.Ф., Мохначевский Г.В.

Топохимические особенности самородного золота и монацита из аллювиальных отложений среднего течения р. Алдан..... 29

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С.

Теллуриды Pd, Ni, Bi, Pb и Ag из кварцевых жил рудопроявления Дывок (Южная Якутия)..... 32

Кирсанов А.А., Липияйнен К.Л., Смирнов М.Ю., Кирсанов Г.А.

Использование космических гиперспектральных и геохимических данных для выявления площадей перспективных на золотое оруденение..... 35

Коваленко А.И.

Прогнозные Au-Ag объекты по результатам интерпретации региональных геофизических съемок в междуречье Дянышка – Аркачан..... 39

Кондратьева Л.А., Желонкина М.С., Лоскутов Е.Е., Фридовский В.Ю., Иванов А.И., Иванов М.С.	
Минералогия зоны гипергенеза участка Чепчуга рудного поля Гайдар (Восточная Якутия).....	43
Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Соколов Е.П.	
Карстовые образования рудопоявления Хохой (Верхнеамгинская площадь, Южная Якутия).....	47
Костин А.В.	
Геологическое строение и минералогия Fe-оксидных-Cu-Au руд проявления Кис-Кюель (Западное Верхоянье).....	51
Кудрин М.В., Васильева Т.И., Фридовский В.Ю., Заякина Н.В., Полуфунтикова Л.И.	
Минералы коры выветривания Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России).....	53
Криволуцкая Н.А., Долгаль А.С., Макарьева Е.М., Беляцкий Б.В., Бычкова Я.В., Асавин А.М.	
Тектоно-магматические факторы образования уникальных PGE-Cu-Ni месторождений северной части Сибирской трапповой провинции.....	56
Литвиненко И.С., Шилина Л.А.	
«Горчичное» золото в зоне окисления золото-редкометалльного рудопоявления Берентал (Северо-Восток России).....	59
Молчанов В.П., Андросов Д.В.	
Изотопно-углеродный режим формирования металлоносных образований Цязмусы-Ханкайской графитоносной провинции.....	63
Никифорова З.С., Анисимова Г.С., Каженкина А.Г.	
Сопоставление микровключений россыпного золота с вещественным составом золотоносных руд Хатырхайского рудно-россыпного узла.....	66
Ним Ю.А., Гоголева Л.П., Илларионова М.Г.	
Аналитическая модель импульсного электромагнитного поля электропроводного склона.....	70
Округин А.В., Земнухов А.Л.	
Силикатные включения в платиновых металлах россыпей р. Анабар как индикаторы их материнских источников.....	73
Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Акимова Е.Д., Зайцев А.И.	
Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Вьюнского рудного поля (Кулар-Нерский сланцевый пояс, Северо-Восток России).....	77

Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И.	
Геолого-минералогическая характеристика эпите rmального Au-Ag месторождения Невенрек ан (ОЧВП).....	80
Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И.	
Региональная геологическая позиция, структура и особенности Au-Ag месторождения Невенрек ан (Магаданская область).....	83
Пуляев Н.А.	
Рудоносность магматических комплексов центральной части Алдано-Станового щита.....	86
Санжанова С.С.	
Сравнительная характеристика сорбционных свойств природных цеолитовых туфов и вулканического шлака.....	90
Серавина Т.В., Кузнецов В.В.	
Перспективы выявления полиметаллического оруденения в пределах Ом улевской минерагенической зоны (Магаданская область, Республика Саха (Якутия)).....	92
Скрябин А.И.	
Бонанцовый тип оруденения на горе Сера-Пеладе и богатой россыпи в Бразилии.....	94
Соловьев Е.Э., Левин Д.Л., Федоров А.А.	
Геофизические исследования скважин на месторождении Мало-Тарынское, Яно-Колымский золотоносный пояс (Северо-Восток России).....	97
Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И.	
Орогенные золоторудные месторождения в полидеформированных толщах: полевые примеры структурного контроля (Адыча-Тарынская металлогеническая зона, Северо-Восток России).....	100
Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г.	
Флюидный режим формирования орогенных золоторудных месторождений центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса (Северо-Восток России).....	105
Шкодзинский В.С.	
Природа кристаллических комплексов и оруденения Алданского щита с учетом данных о горячей аккреции Земли.....	109

Афанасьев В.П., Похилenko Н.П., Егорова Е.О., Линденблот Е.С.	
Древнейшие алмазы Сибирской платформы.....	114
Афанасьев В.П., Похилenko Н.П., Самданов Д.А., Егорова Е.О., Линденблот Е.С.	
Новые аспекты докембрийской алмазоносности Сибирской платформы.....	116
Бабушкина С.А.	
Новая находка флогопита с кристаллическими включениями шпинелидов в кимберлитах трубки Удачная (Якутия).....	117
Бардухинов Л.Д., Специус З.В.	
Опико-спектроскопические характеристики алмазов и включений в них из кимберлитовых трубок Накынского и Алакит-Мархинского полей Якутской алмазоносной провинции.....	120
Заякина Н.В., Олейников О.Б., Угапьева С.С.	
Редкие карбонаты – несквегонит и дипингит кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия).....	124
Зедгенизов Д.А.	
Особенности образования алмазов кубического габитуса из кимберлитов и россыпей.....	127
Иванов А.С., Сомов С.В.	
Модель образования кимберлита трубки Луеле.....	130
Линденблот Е.С., Афанасьев В.П.	
Минералогические особенности алмазов и источники питания россыпи Аэродромная коса.....	134
Лисковая Л.В., Помазанский Б.С., Бардухинова А.В.	
Сравнение зон контакта базальта и кимберлитов с вмещающими карбонатными породами (Западная Якутия).....	137
Масленникова Э.А.	
Литолого-фациальное строение и поисковая информативность отложений Укугутской свиты на площади Накынского кимберлитового поля.....	142
Округин А.В.	
Минералы редкой серии хром-ульвошпинелидов в базит-ультрабазитовых породах севера Сибирской платформы.....	145
Опарин Н.А., Олейников О.Б.	
Пикроильменит кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля..	149

Павлушин А.Д., Степенчиков Д.Г.	
Характеристика симметрии реальной формы кристаллов алмаза из коренных месторождений Мало-Ботуобинского кимберлитового поля.....	153
Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Агашев А.М., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н.	
Вероятные причины вариаций алмазоносности и интенсивности проявлений кимберлитового магматизма Сибирской платформы.....	156
Проценко Е.В., Горев Н.И.	
К вопросу о перспективах коренной алмазоносности северо-восточного фланга Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны.....	160
Ратьков С.С.	
Новые возможности повышения эффективности использования геолого-геофизических данных при поисках месторождений алмазов.....	165
Специус З.В.	
Проблемные вопросы классификации кимберлитов и глубины эрозионного среза кимберлитовых трубок.....	169
Специус З.В., Иванов А.С.	
Примесные элементы в пиробазах по данным микрозондовых анализов.....	173
Тарских О.В., Забелин А.В., Зайцевский Ф.К.	
Применение нейросетевого анализа химического состава минералов-спутников алмаза для решения прогнозно-поисковых задач на территории Якутской алмазоносной провинции.....	178
Толстов А.В., Проценко Е.В., Кошкарев Д.А.	
Особенности прогнозирования коренной алмазоносности левобережья р. Лена.....	182
Угальева С.С., Молотков А.Е., Логвинова А.М.	
Следы радиационного воздействия на кристаллах алмаза из кимберлитовой трубки имени XXIII съезда КПСС.....	186
Ширяев А.А., Павлушин А.Д.	
Новые данные о якутитах.....	189
Шишмарев Р.А.	
Использование геоэлектрической неоднородности кимберлитовмещающего цоколя Ыгыаттинского алмазоносного района в прогнозно-поисковых целях.....	192
Яковлев И.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Дымшиц А.М.	
Особенности химического состава основных минералов перидотитовых ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле).....	196

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Акимова Е.Д., Рожин С.С. Коллекторские свойства осадочных пород Нохтуйского разреза.....	200
Александров А.Р., Сивцев А.И. Общегеологическая позиция Ингилийского нефтегазопоявления.....	203
Александров А.Р., Ерофеевская Л.А. Типы цеолитового сырья: месторождения Хонгуруу (Якутия) и их комплексное использование.....	207
Берзин А.Г., Берзин С.А., Марсанова М.Р. Седиментационная цикличность разреза скважины 804 свидетельствует о существовании «подфундаментных» отложений на Талаканском месторождении.....	210
Бискэ Н.С., Колодей В.А. Антрациты Булурского угленосного района (Магаданская область): КР – спектроскопическое исследование.....	214
Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н. Оценка состояния донных осадков после разливов нефти.....	218
Ефимов С.Е., Александров А.Р. Исследование кварцевых песков проявления Едейское (Якутия) в качестве фильтрующего материала.....	221
Зуева И.Н., Чалая О.Н., Каширцев В.А. Микроэлементы в породах и органическом веществе нижнедевонских отложений Селенняхского поднятия.....	225
Калачева Л.П., Портнягин А.С., Соловьева С.А. Зависимость состава гидратов природного газа от генетического типа пластовой воды.....	228
Калачева Л.П., Аргунова К.К. Определение содержания метанола в растворах ингибитора гидратообразования методом КР – спектроскопии.....	232
Корякина В.В., Иванова И.К., Семенов М.Е. Исследование устойчивости водонефтяных эмульсий при разложении гидратов природного газа.....	235
Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Неустроева Н.И. Сравнительная динамика самовосстановления нефтезагрязненных мерзлотных почв западной и арктической зон Якутии.....	238

Новиков Д.А., Хилько В.А., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф., Юрчик И.И.	
Геотермический режим вендских отложений Сибирской платформы.....	241
Петров Д.М.	
Потенциально нефтегазоносные территории Восточной Якутии.....	245
Портнягин А.С.	
Изучение процессов образования и разложения гидратов природного газа методом ДТА.....	249
Севостьянова Р.Ф.	
История образования залежей нефти и газа на севере Непско-Ботуобинской антеклизы.....	252
Семенов М.Е., Портнягин А.С., Корякина В.В.	
Экспериментальное изучение образования гидратов природного газа из формованного льда.....	256
Сивцев А.И.	
Перспективы нефтегазоносности северо-восточного склона Сунтарского поднятия.....	260
Ситников В.С.	
На пути к новой научной парадигме при прогнозе месторождений нефти и газа.....	263
Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Зуева И.Н., Глязнецова Ю.С., Карелина О.С.	
Адамантовые углеводороды в различных генетических типах конденсатов Якутии.....	266
Fomenko O.	
Geotechnical geohazard assessment using geophysical methods.....	270

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АКЦЕССОРНЫЙ ВОЛЬФРАМИТ В ГРАНИТОИДАХ АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) КАК ИНДИКАТОР ИХ РУДОНОСНОСТИ

Алексеев В.И.

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, alekseevvi@pers.spmi.ru

Одним из признаков единства Восточно-Азиатской олово-вольфрамовой зоны выступает наличие в дальневосточных литий-фтористых гранитах вольфрамовых и вольфрамсодержащих акцессорных минералов – шеелита, русселита, вольфрамооксиолита, самарскита, ишикаваита, пирохлора и др. [2]. Существенное значение в этой минеральной ассоциации имеет вольфрамит, описанный в литий-фтористых гранитах и онгонитах Северного массива на Чукотке [1], Лэйцзилинского массива в Южном Китае [6]. В докладе описана находка ниобиево-танталового вольфрамита в онгонитах Арга-Ыннах-Хайского массива в Восточной Якутии. Это подтверждает вольфрамоносность литий-фтористых гранитов Дальнего Востока России и позволяет провести их аналогию с гранитами редкометалльных месторождений Евразии.

Арга-Ыннах-Хайский массив относится к Эге-Хайскому поперечному магматическому ряду Верхоянского складчато-надвигового пояса и принадлежит раннемеловому бакы-дербекинскому комплексу. В юго-западной частимассива средне-крупнозернистые андезиновые граниты главной фазы прорваны гарполитом редкометалльных литий-фтористых гранитов площадью около 1 км² и десятками даек литий-фтористых гранитов и онгонитов мощностью 0.2–10 м, образующими кестерский комплекс редкометалльных гранитов [3–5]. Онгониты – полосчатые афанитовые породы с мелкими порфировыми вкрапленниками, состоящие из альбита, микроклина, кварца, лепидолита, литиевого фенгита. В химическом отношении это субщелочные плюмазитовые породы с высоким содержанием F, P, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sn, W. Их геохимические особенности нашли отражение в составе акцессорных минералов. Главные из них (0.1–0.5 %): топаз, монтебразит, касситерит, фторапатит, колумбит, танталит и др.; второстепенные (<0.1 %): вольфрамит, уран-гафниевый

циркон, стрюверит, ильменит, сподумен, монацит, ксенотим, уранинит и др. Аксессуары тяготеют к выделениям литиевой слюды, топаза и монтебразита.

Вольфрамит, обнаруженный в онгонитах в районе Кестерского танталоловянного месторождения, относится к фербериту (MnWO_4 0.29–0.42) (рис. 1). Он характеризуется существенной примесью Nb, Ta, Ti, Ca и Sn (средний состав, масс. %): WO_3 77,68, FeO 12,69, MnO 14,14, Ta_2O_5 3,03, Nb_2O_5 2,25; TiO_2 0,27, CaO 0,15, SnO_2 0,09. Формула ниобиево-танталового ферберита: $(\text{Fe}_{0.54}\text{Mn}_{0.43}\text{Nb}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{1.00}(\text{W}_{0.92}\text{Nb}_{0.03}\text{Ta}_{0.04}\text{Ti}_{0.01}\text{Sn}_{0.002})_{1.00}\text{O}_{4.00}$.

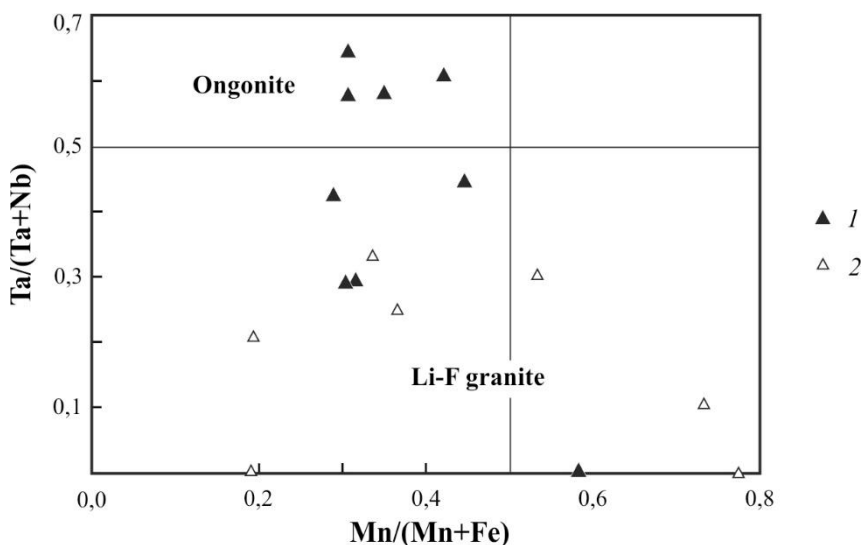


Рис. 1. Соотношение Ta, Nb, Fe, Mn в акцессорном вольфрамите онгонитов Арга-Ыннах-Хайского массива и Li-F гранитов других массивов мира. 1 – ниобиево-танталовый вольфрамит онгонитов Якутии; 2 – ниобиевый вольфрамит Li-F гранитов и онгонитов Дальнего Востока [1, 6], Азии (Suwimonprecha et al., 1995), Европы (Raimbault, Burnol, 1998; Breiter et al., 2008) и Африки (Marignac et al., 2001; Kesraoui, Nedjari, 2002).

Онгониты Арга-Ыннах-Хайского массива по своим минералогическим особенностям близки к высокофосфористым редкометалльным гранитам и онгонитам Центрального Французского массива и Рудных гор в Европе. Эти гранитоиды объединяет присутствие акцессорного вольфрамита и тантало-ниобатов (колумбита-танталита, ильменорутита, уранмикролита и др.) в ассоциации с касситеритом, U-Nf-цирконом и разнообразными фосфатами (амблигонитом, монтебразитом, фторапатитом, триплитом,

аугелитом и др.). От акцессорного вольфрамита из литий-фтористых гранитов и онгонитов других массивов якутский вольфрамит отличается повышенной железистостью $Mn/(Mn+Fe)$ 0.45 и высоким содержанием тантала $Ta/(Nb+Ta)$ 0.45 (рис. 1).

Вольфрамит возникает на позднемагматическом этапе кристаллизации фтористо-фосфористой гранитовой магмы, образованной под влиянием щелочных мантийных флюидов [4]. Вольфрам, ниобий и тантал накапливаются во флюидной фазе и участвуют в пневматолитовом минералообразовании, формируя редкометалльный вольфрамит в парагенезисе с монтебразитом, фторапатитом, топазом, литиевой слюдой, колумбитом, танталитом, стрюверитом, касситеритом, гафниевым цирконом. Кестерское месторождение, в онгонитах которого обнаружен ниобиево-танталовый вольфрамит, является средним месторождением олова, уже в значительной степени истощенным, но, судя по прогнозным ресурсам, может стать крупным месторождением тантала и ниобия.

Для вольфрамово-оловянных месторождений Тихоокеанского рудного пояса в районах развития литий-фтористых гранитов и онгонитов характерна редкометалльная минерализация [2, 5, 6]. Редкометалльно-вольфрамовые минералы, в том числе ниобиево-танталовый вольфрамит, служат индикаторами комплексного вольфрам-оловянно-редкометалльного оруденения Дальнего Востока России.

Литература:

1. Алексеев В.И., Гембицкая И.М., Марин Ю.Б. Вольфрамоксиолит и ниобиевый ферберит из циннвальдитовых гранитов Чукотки // Записки РМО. 2010. № 3. С. 72-85.
2. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.
3. Орлов Ю.С., Филимонов Ю.А., Бояршинов В.В. К вопросу о генезисе аляскистов Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) / Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Я.: Якут. книж. изд-во. 1984. С. 74-81.
4. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Роев С.П. Высокофосфористые литий-фтористые граниты Восточной Якутии (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 1. С. 64-79.
5. Флёров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука. 1971. 318 с.
6. Xie L, Wang Z.J., Wang R.C., Zhu J.C., Che X.D., Gao J.F., Zhao X. Mineralogical constraints on the genesis of W-Nb-Ta mineralization in the Laiziling granite (Xianghualing district, south China) // Ore geology reviews. 2018. Vol. 95. P. 695-712.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ХОХОЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Кардашевская В.Н.

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

Хохойское рудное поле входит в состав Верхнеамгинской золотоносной площади и расположено в бассейне верхнего течения руч. Хохой, правого притока р. Амга. Участок находится на северо-восточном фланге Амгинской тектоно-магматической зоны, в области погружения фундамента и наращивания мощности осадочного чехла. Нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения со стратиграфическим несогласием перекрыты нижнеюрскими терригенными песчанистыми отложениями. Проявления мезозойского магматизма представлены небольшими пластовыми интрузиями, лакколитами сиенит-порфиров и протяженными дайками лампрофиров (вогезитов).

Золотоносными являются карстовые отложения, представленные глинисто-песчанообломочной массой кварц-лимонит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Первичные руды представлены обломками пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов. Строение карстовых полостей однотипное, все они выполнены пестроцветными лимонитизированными супесчано-суглинистыми образованиями красно-желто-бурого цвета с разноразмерными обломками лимонитизированных, гематитизированных песчаников и окварцованных, кальцитизированных, лимонитизированных, гематитизированных доломитов, известняков, мергелей. Обломочный материал часто содержит мелкие кристаллы, друзы и щетки дымчатого и черного кварца, обломки кварцевых брекчий, флюорита, гематитизированного пирита. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Sb, Tl. Типоморфными минералами являются кварц, адуляр, кальцит, флюорит, барит, гетит, гематит, пирит, самородное золото, интерметаллиды, галенит, бертьерит, голландит, теллуриды и антимонаты Tl, сульфид Re и W. По структурно-морфологическим и минералогическим параметрам золотое оруденение Хохойского рудного поля сопоставимо с куранахским типом Центрально-Алданского района [1]. На основании этого самородное золото описываемого поля обладает такими же основными типоморфными признаками, присущими золоту кор выветривания [2-4], но при этом имеет свои специфические черты.

Самородное золото в карстовых полостях рудопроявления Хохой находится в свободном состоянии и относится к мелкому и тонкому классу крупности.

Морфология. Особенностью морфологии рудного золота Хохойского поля является пористость поверхности золота, обусловленная его образованием в гипергенных условиях. В рудах преобладают золотины комковидного облика (рис.1), дендритоиды (рис.1, с), редко отмечаются хорошо ограненные кристаллы (рис.1, а) и уплощенные золотины.

Пористость золота наглядно вырисовывается при исследовании золотин на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV. Внутреннее строение пористого золота в основном ячеистое, мозговидное, петельчатое (рис.1, b-d). При этом наблюдается обособления золотин массивного строения среди пористого золота (рис.1, d). Поры в золоте остаются от окисления и разрушения ассоциирующих минералов, в основном гетит-гидрогетитового состава и теллуратов железа, меди, марганца и таллия (рис.1 e, f).

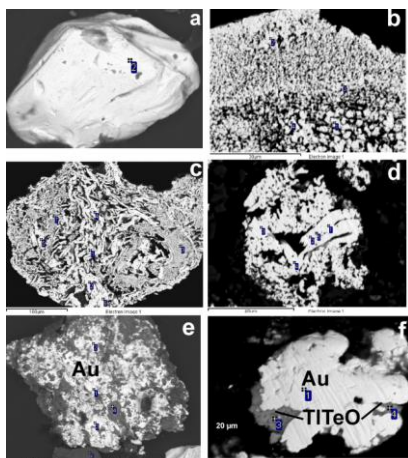


Рис.1. Морфология и ассоциирующиеся минералы самородного золота рудопроявления Хохой: а – кристалл золота, б - пористое золото с мозговидным внутренним строением, с - дендритовидное (?) золото: в центре стволовые, по краям пористые золотины в ассоциации с гетитовым материалом, d - в центре массивные стволы, по краям пористое золото с ячеистым строением, е - пористое высокопробное золото в ассоциации с теллуратами железа и меди (?) и кварцем, f – тесная ассоциация массивной золотины с теллуратом таллия.

Состав. Самородное золото Хохойского поля характеризуется выдержанной высокой пробой. При этом на долю весьма высокопробного

золота (>950‰) выпадает 64%, среднепробные и высокопробные золотины составляют всего 36% (рис.2, А). Средней пробой в основном обладают золотины массивного облика, среди которых иногда наблюдаются разнопробные участки. Пористое гипергенное золото обладает высокой пробой по всему объему золотин, каемки и оторочки разнопробного золота не выделяются.

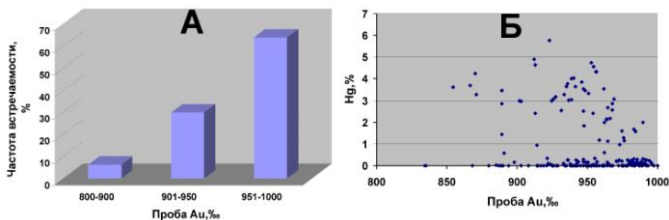


Рис.2. Гистограммы распределения пробыности (А) и график зависимости проба Au – ртуть самородного золота рудопроявления Хохой

Элементы-примеси. Ощутимые концентрации в самородном золоте описываемого поля выдает ртуть (до 5,78%). В целом наблюдается обратная зависимость содержаний ртути от пробы золота, относительно низкопробные золотины наиболее ртутоносны (рис.2, Б). Отмечаются постоянные, хотя и невысокие, примеси меди, висмута, свинца и платины. Иногда наблюдаются оксидные соединения Au, Fe и Ag (Au-50,45%, Ag-2,56%, Fe-20,81%, O-25,94%, сумма 99,76%), что, видимо, объясняется тесной ассоциацией самородного золота с гетитом.

Выводы:

1. Самородное золото карстовых полостей Хохойского месторождения отличается пористым строением, разнообразной морфологией.
2. Самородное золото характеризуется выдержанной высокой пробой. При этом на долю весьма высокопробного золота (>950‰) выпадает 64%, среднепробные и высокопробные золотины составляют всего 36%.
3. В составе самородного золота, кроме Ag, постоянно присутствуют ртуть (до 5,78 %) и висмут, реже свинец, медь и платина.
4. Гипергенное золото химически однородно, характеризуется высокой пробностью по всему объему золотин, без каких-либо каемок и оторочек.
5. По морфологии, внутренней структуре, по пробе, по составу элементов-примесей и по ассоциирующим минералам самородное золото Хохойского поля аналогично золоту Куранахского месторождения.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0004

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золотое оруденение лебединского и куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 3-13.
2. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото золоторудных и россыпных месторождений России. М.: Акварель. 2015. 200 с.
3. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 241-257.
4. Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Жмодик С.М., Ковалев К.Р. О «новом» золоте кор выветривания золоторудных месторождений // Мат. VII Всеросс. научно-практ. конф. посвящ. 60-летию ИГАБМ СО РАН: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России (5-7 апреля 2017). Якутск.: Издат. дом СВФУ. 2017. С. 74-79.

СУРЬМА: СЫРЬЕВАЯ БАЗА, НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ И КАЧЕСТВО КОМПЛЕКСНЫХ РУД

Анисимова Г.С.¹, Мустафин С.К.²

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

Якутск, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

2 - Башкирский государственный университет, г. Уфа,

sabir.mustafin@yandex.ru

В мире производится порядка 140-160 тыс. т сурьмы, основными производителями которой являются КНР, Боливия, ЮАР, Турция, Канада, Гватемала, Мексика, из стран СНГ - Кыргызская Республика (КР), Российская Федерация (РФ) и Таджикистан. Мировые запасы сурьмы сосредоточены в недрах 5 стран (%): КНР - 46, Боливии - 15, РФ - 17, Австралии - 7, КР - 6; обеспеченность запасами металла 11-13 лет.

Металлическую сурьму производят заводы США, Японии, Великобритании, Франции, Бельгии, Польши, Испании; вторичную сурьму получают путём ресайклинга из лома аккумуляторных батарей. Мировое потребление сурьмы имеет следующую структуру (%): защитные пропитки и покрытия - 60; аккумуляторные батареи и подшипники - 20; химическая продукция - 10; керамическое и стекольное производство - 4.

В недрах Республики Саха (Якутия) сосредоточена основная часть сырьевой базы сурьмы РФ; разведанные запасы категорий C1+C2

сопоставимы с запасами стран-производителей металла - Боливии, ЮАР, Таиланда, Мексики, Малайзии, США, Италии. Запасы сурьмы категории С1 жильных месторождений золото-сурьмяных руд РС(Я) Сарылах и Сентачан составляют соответственно 41,4% и 31,9% от суммарных запасов РФ. Запасы месторождений оцениваются в 180 и 110 тыс. т сурьмы, 40 и 20 т золота при содержаниях в рудах от 8 до 35 г/т Au и от 20 до 30% Sb соответственно для месторождений Сарылах и Сентачан [2].

Обеспеченность разведанными запасами Сарылахского рудника при производительности 20 тыс. тонн руды/год - 18 лет, ОАО «Звезда» (Сентачан) при 8,7 тыс. т руды/год - 44 года.

Актуально создание в РС(Я) металлургического цеха по переработке сурьмяных концентратов и организации металлургического производства крудума - трёхоксида сурьмы.

Выделяют два промышленных типа месторождений сурьмы: субсогласный (джаспероидный) и секущий (жильный).

Объекты расположены в сводах антиклиналей, сложенных переслаивающимися карбонатными и сланцевыми толщами - Сигуаньшань (КНР); Кадамджай, Терек-Сай, Хайдаркан (КР); Джижикрут (Таджикистан). Перспективы обнаружения таких объектов на территории РФ пока представляются неясными.

Месторождения жильного типа наиболее распространены; секущие рудные тела в сланцах экрана нередко сопрягаются с субсогласными телами рудоносных брекчий джаспероидов.

К представителям жильного типа относят собственно золото-сурьмяные месторождения РФ (Сарылах, Сентачан, Тан, Удерей), ЮАР (Мерчисон), Чаарат (КР) и др. Реальные перспективы связаны с сурьмосодержащими участками золоторудных месторождений Бакырчик (Казахстан), Кокпатас (Узбекистан), Олимпиада, Майское (РФ) и др.

Промышленный потенциал жильных золото-сурьмяных месторождений РФ может быть повышен за счёт обнаружения прогнозируемых новых нетрадиционных минеральных типов сурьмяного оруденения: сурьяно-антимонитового, сходного по вещественному составу и структуре с оруденением Балтийского щита (Сейняйоки, Финляндия) и гюбнерит-антимонитового, сходного с оруденением Боливийской провинции.

Учитывая расширение спектра аналитических методов исследования минерального сырья, особенно на новом уровне - наноструктур, а также прогресс в разработке новых и совершенствовании традиционных технологий переработки, практический интерес представляют данные о

концентрациях элементов группы платины (PGE). Концентрация PGE (первые г/т) установлена как в самом золотоносном антимоните, так и в главных минералах-концентраторах золота жильных золото-сурьмяных месторождений Кокпатас (Узбекистан); Чаарат, Иштамберды, Перевальное (КР), Бакырчик (Казахстан) и др.

Перспективным представляются сочетание возможностей ГИС-технологий с банками данных топоминералогического изучения неоднородности разнотипных сурьмяных объектов.

Методические основы составления топоминералогических банков данных заложены в работах авторов по топоминералогии самородного золота месторождения Сарылах [1] и Атласе текстур и структур руд сурьмяных и сурьмусодержащих месторождений [3].

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2019-0004).

Литература:

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 218 с.
2. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд // Геология рудных месторождений. 2010. № 5. С. 381–417.
3. Мустафин С.К. Атлас самородного золота руд, россыпей и техногенных объектов Южного Урала (на примере Республики Башкортостан) // Мат. конф., посвященной 100-летию Н.В. Петровской. Т. II. Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: М.: ИГЕМ РАН. Т. II. 2010. С. 67–69.

СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ И СЕЗОННЫЕ МИНЕРАЛЫ ЭНДЫБАЛЬСКОГО СЕРЕБРОРУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)

Васильева Т.И., Заякина Н.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.Якутск,
vasilevatig@gmail.com*

Эндыбальское месторождение расположено в 400 км к северу от Якутска – в Западном Верхоянье, в бассейне рек Эндыбал и Аркачан на границе Кобяйского и Верхоянского улусов. Геология месторождения

достаточно хорошо изучена и описана многими геологами (Е.Ю. Аникина, Г.Н. Гамянин, А.В. Костин и др.) [1, 3].

В ходе полевых работ летом 2018 г. Костиным А.В. на вертикальной поверхности обнажения и в отдельных трещинах были обнаружены новообразованные минералы в виде налетов и тонких корок. Другое новообразование в виде прослоек в песчанике было обнаружено на участке Кис-Кюель. Образование и хорошая сохранность таких минералов для данного месторождения вполне закономерна, учитывая климатические особенности региона: наличие многолетней мерзлоты, резко континентальный климат, с суровой малоснежной зимой и жарким коротким летом. Температура зимой иногда опускается ниже -60°C , а летом нередко поднимается выше $+30^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков в виде дождя и снега минимальное – 300-350 мм/год [2].

Для исследования было отобрано 6 образцов, отличающихся по цвету, твердости, формам выделения. Для определения минерального состава всех образцов использовали метод рентгенофазового анализа: дифрактометр D2 PHASER, 30 кВ, 10 мА, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, интервал $4,5\text{--}65^{\circ}$ (2θ), для идентификации минералов использована база данных PDF-2. Один образец был изучен на электронном сканирующем микроскопе Jeol JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм, аналитик Попова С.К., ИГАБМ СО РАН) и на термическом анализаторе STA Jupiter (режим съемки от комнатной температуры до 1000°C в инертной среде аргона, аналитик Емельянова Н.Н. ИГАБМ СО РАН).

Судя по рентгенограммам, полученным для порошковых препаратов, почти все образцы представляли собой полиминеральные смеси. Установлено, что основными минералами новообразований являются водные сульфаты кальция, магния и железа, карбонат магния – магнезит, как примеси присутствуют кварц и минерал из группы слюд. Сульфаты представлены такими минералами, как ярозит $\text{KFe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, гексагидрит $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, старкеит $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, роценит $\text{Fe}^{2+}\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, галотрихит $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, славикит $(\text{H}_3\text{O})_3\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}_{15}(\text{SO}_4)_{21}(\text{OH})_{18} \cdot 98\text{H}_2\text{O}$, цинкоботриоген $\text{Fe}^{3+}\text{Zn}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и магнезиокопиапит $\text{MgFe}^{3+}_4(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$. Три последних, по известным нам данным, являются редкими и впервые найдены в Якутии.

Наиболее интересной представляется находка копияпита – сложного водного сульфата, имеющего вид рыхлых, липких желтовато-зеленых почкообразных выцветов (рис. 1). По совокупности полученных данных

микронного и рентгенофазового анализа очевидно, что найденный минерал соответствует магнезиокопиопиту $\text{MgFe}_4(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 20(\text{H}_2\text{O})$. Основные линии на рентгенограмме d(I): 18,62(100), 9,29(70), 5,60(33), близки к таковым для эталонного магнезиокопиопита – 18,57(90), 9,30(100), 5,60(80) (PDF-2 карточка № 00-042-0599). Термограмма минерала соответствует термограммам копиопитов из литературных данных



Рис. 1. Копиапит



Рис. 2. Магнезит

Другой редкий минерал – славикит – также является продуктом окисления пирита. Он обнаружен в смеси с копиопитом, старкеитом и гексагидритом. Цинкоботриоген образуется обычно в зоне окисления галенит-сфалерит-пиритовых месторождений. На изучаемом месторождении и в Якутии найден впервые в смеси с копиопитом и ярозитом.

Магнезит – безводный карбонат магния из группы кальцита, сложен в основном белыми и желтоватыми образованиями различной морфологии: чистые округлые белые, каплевидные, натечные с кремовым оттенком (рис. 2). Минерал хорошо окристаллизован, все линии рентгенограммы острые и не отличаются от эталонных данных. Магнезит – наиболее устойчивый минерал из карбонатов магния. Водосодержащих карбонатов обнаружено не было.

Процесс образования этих минералов связан с исходным составом породы, который представлен рудными минералами – пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит и нерудными – кварц, слюда, доломит, сидерит, реже хлорит. Сульфаты образуются при окислении ионов серы из сульфидов за счет растворенного в воде кислорода. Карбонаты кристаллизуются между слоями породы при просачивании минерализованных растворов.

В зависимости от величины окислительно-восстановительного потенциала и значений рН образуются различные сульфаты железа, кальция и магния. При низком окислительно-восстановительном потенциале и малых величинах рН образуются сульфаты железа, содержащие Fe^{2+} , такие как роценит, галотрихит. На участках, где окислительно-восстановительный потенциал вод несколько повышен, создаются благоприятные условия для образования Fe^{2+} и Fe^{3+} содержащих сульфатов, например, копиапита. При высоком окислительно-восстановительном потенциале вод и нейтральной или слабощелочной среде железо полностью выпадает в виде окислов и гидроокислов, вследствие этого в налетах начинают преобладать сульфаты кальция и магния [4]. Практически повсеместное присутствие гипса во всех точках отбора объясняется тем, что гипс наименее растворим и выделяется первым [5], далее сульфаты магния осаждаются в следующем порядке – эпсомит, гексагидрит. Находка столь разных по условиям образования сульфатов на сравнительно небольшом участке указывает на стадийность и многофакторность процесса (локальное изменение состава руд, концентрация растворов), необходимо также учитывать сульфатообразование, происходящее в толще мерзлых пород [4].

Таким образом, в результате проделанной работы существенно пополнилось минералогическое описание сереброрудного Эндыбальского узла. Впервые в Якутии найдены магнезиокопиаптит, славикит и цинкоботриоген. Изучение новообразованных и сезонных минералов представляет большой интерес не только с точки зрения расширения минералогической и геохимической картины изучаемого объекта, но и как один из поисковых признаков для нахождения рудных тел.

Авторы благодарят А.В. Костина за предоставленные для исследования образцы, фотографии и проявленный интерес к работе.

Литература:

1. Аникина Е.Ю., Гамянин Г.Н., Бортников. Н.С. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534-552.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ. 2008. 335 с.
3. Костин А.В., Желонкина М.С., Саввинова Л.А. благороднометальная минерализация Эндыбальской рудной горы (Западное Верхоянье, Россия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 26. № 4. С. 31–45.

4. Шварцев С.Л. Геохимические особенности миграции химических элементов в мерзлых породах Арктических районов // В тр. XX Всеросс. науч. молод. конф. с межд. участ. с элемент. научн. школы им. проф. М.К. Коровина по теме: «Арктика и ее освоение». НИ ТПУ. 2017. С. 34–39.

5. Щербакова Е.П. Современное минералообразование в техногенных водоемах сульфатного типа (Южный Урал) // Минералогия техногенеза. 2000. С. 169–171.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА РОССЫПНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ Р.УЛАХАН ХАПТАСЫННАХ (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)

Герасимов Б.Б.¹, Желонкин Р.Ю.², Кравченко А.А.¹

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

Якутск, Bgerasimov@yandex.ru

2 – АО «Алмазы Анабара», zhelonkinry@alanab.ru

Участок работ расположен в центральной части Билляхской тектоно-флюидитной зоны, которая протягивается в северо-западном направлении до 250 км при ширине от 5 до 20 км. Ее основу создают системы сближенных разломов, между которыми заключены блоки в различной степени диафторированных и мигматизированных пород гранулитовой фации верхнеанабарской серии. Структура Билляхской зоны определяется чередованием полос милонитизации и катаклаза, трассирующих ранне- и позднепротерозойские разломы. В ее центральной части расположен палеопротерозойский Билляхский плутон порфиробластовых гранодиоритов и гранитов, а также дайки палеопротерозойских магматических пород различного состава [4]. Верхнеплейстоценовое-современное звенья квартера представлены озерно-болотными образованиями (льдыстыми суглинками, илами, супесями, торфами), плащеобразно перекрывающими практически всю территорию.

Изучено золото общим весом 7,5 г, гранулометрический состав которого следующий: 1–2 мм – 7%, 0,5–1 мм – 5%, 0,25–0,5 мм – 30% и - 0,25+0,1 мм – 58%. Золотины представлены главным образом слабоокатанными пластинчатыми, угловато-комковидными и дендритовидными выделениями с ямчато-бугорчатой поверхностью. Довольно часто наблюдаются индивиды в сростках с кварцем или фрагментарной пленкой алюмосиликатного состава. Пробность золота колеблется в очень широких пределах: весьма высокая 951–999‰ – 48%,

высокая 900–950‰ – 10%, средняя 800–899‰ – 10%, относительно низкая 700–799‰ – 10% и низкая 699–400‰ – 22%.

Важно подчеркнуть, что в точке отбора пробы МБ-1 намыт небольшой самородоксо следующими параметрами: длина - 11 мм, ширина - 7 мм и толщина до 3 мм. Золотина имеет пластинчатую форму, ямчато-бугорчатый микрорельеф поверхности и весьма слабую окатанность (рис. 1, а).

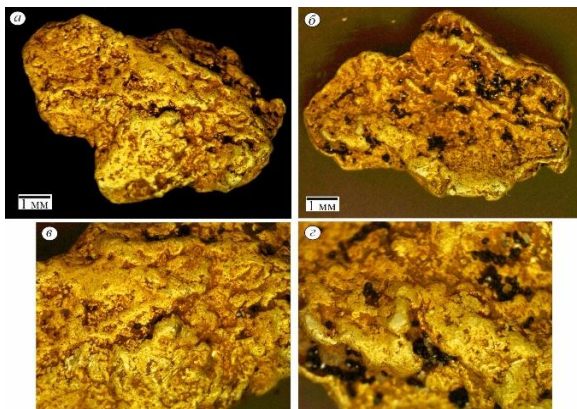


Рис. 1. Мини-самородок рудного облика: а-б – общий вид, в-г – ямчато-бугорчатая поверхность

Вес мини-самородка составил 0,48 г. По химическому составу золото однородно по всей площади – пробность варьирует в весьма узких пределах от 539 до 589‰. Высокопробная оболочка практически отсутствует, лишь на одном периферийном участке наблюдается весьма тонкая (около 2 мкм) и непродолжительная (около 7 мкм) оторочка высокой пробы начальной стадии зарождения. Указанные типоморфные признаки свидетельствуют, что данный мини-самородок пребывал в экзогенных условиях весьма непродолжительное время и практически не подвергался гидродинамической обработке.

Микрорентгеноспектральным анализом в мини-самородке в качестве включений определены Fe, Ti и Nb содержащие фазы, рутил, псевдорутил, кварц и каолинит, оставшиеся вероятно после замещения рудным метасоматозом первичных минералов горных пород. В крупных золотилах (фракция + 1 мм) также обнаружены минеральные включения кварца, пирита, халькопирита, рутила, монацита.

Таким образом, обнаружение самородка рудного облика и относительно крупного металла фракции 0,5–2 мм до 12%, их слабая окатанность и практически необработанная поверхность позволяют отнести изученное золото к автохтонному типу и свидетельствуют о наличии близлежащего коренного источника.

В водораздельной части рр. Улахан Хаптасыннах и Бороску Унгуохтаах в поле развития пород верхнеанабарской серии нами обнаружена небольшая зона сульфидизированных пород. Они представляют собой по предварительным данным породу сиенит-монцитонитового (?) ряда полосчатой текстуры диопсид-амфибол-биотит-плагиоклаз-калийшпатового состава. Микронзондовый анализ показал, что сульфидные минералы представлены в основном пиритом, халькопиритом, пирротинном. Мельчайшее выделение золота обнаружено в ассоциации с кварцем и халькопиритом. Фаза гессита выявлена в виде тончайших прожилков, развитых по границам срастания пирита и халькопирита. Кроме этого, обнаружены мелкие близкие к изометричным кристаллы монацита. Довольно редко встречаются фазы Cu-Zn соединений (интерметаллиды?) и мельчайших выделений галенита. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в этих породах достигает 2,8 г/т.

В целом, на данном этапе исследований можно констатировать, что парагенезисы рудных минералов сульфидизированных горных пород сопоставимы с минеральными включениями в россыпном золоте руч. Улахан Хаптасыннах. Это свидетельствует, что данные породы могли служить коренными источниками изученного россыпного золота. Безусловно, минералогические и петрографические особенности сульфидизированных пород Биляхской зоны требуют дальнейшего более детального изучения.

Выводы:

1. Детальное изучение минералогических особенностей золота из россыпного проявления верхнего течения руч. Улахан Хаптасыннах позволило выявить типоморфные признаки, характерные для россыпей ближнего сноса. К ним относятся слабая окатанность, угловато-комковидная и дендритоидная форма, не обработанная первичная ямчато-бугорчатая поверхность с примазками алюмосиликатного состава, а также доля крупной фракции (0,5–2 мм) золота до 12% в изученных мелкообъемных пробах. Таким образом, в верховьях руч. УлаханХаптасыннах прогнозируется коренной источник золота.

2. Впервые на территории Билляхкской ТФЗ Анабарского щита обнаружен низкопробный мини-самородок рудного облика весом 0,48 г, что также свидетельствует о наличии близлежащих коренных источников.

3. Предварительное изучение минерального состава сульфидизированной горной породы сиенит-монцитонитового ряда, обнаруженного в поле развития гнейсов верхнеанабарской серии, и сопоставление с минеральными включениями в россыпном золоте позволило предположить, что данные породы могли служить одним из его коренных источников. В свете вышеизложенного, возникает необходимость более детального изучения этих пород.

Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-45-140018 р_а и при финансовой поддержке проекта НИР № 0381-2019-0004 ИГАБМ СО РАН

Литература:

1. Смелов А.П., Котов А.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхкской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315–330.

МИНЕРАЛОГИЯ НИЖНЕЭНДЫБАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)

Желонкина М.С., Костин А.В.

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

В связи с возобновлением работ ИГАБМ СО РАН на Эндыбальском рудно-магматическом узле (ЭРМУ) появилось много новых аналитических данных о золотоносности руд. Были выявлены новые для ЭРМУ типы золотых и серебряных руд. Возникла необходимость изучения вещественного состава золотых руд и их соотношения с серебряными.

Эндыбальская перспективная площадь Западного Верхоянья является одним из перспективных благороднометалльных рудных районов северо-востока России, геология которого была описана во многих работах [1, 2, 3]. Наибольший геологический и практический интерес представляет необычный для площади объект со штокверковой серебряной минерализацией, его историческое название – Нижнеэндыбальское месторождение, расположенный в пределах «Эндыбальской рудной горы»

[4]. Находки эруптивных брекчий на флангах Эндыбальской рудной горы (рис. 1) свидетельствуют, что рудная минерализация локализована над нескрытой эрозией частью Эндыбальского субвулкана.

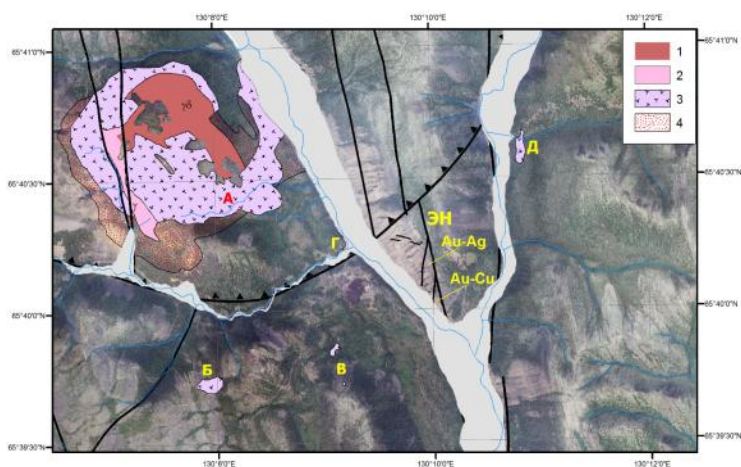


Рис. 1. Эндыбальская рудная гора (ЭН) в окружение выходов эруптивных брекчий [4] (стрелками показано расположение Au-Ag и Au-Cu минеральных типов руд): 1 – гранодиорит; 2 – гранит; 3 – эруптивные брекчий (А – главный выход, Б, В, Г и Д – второстепенные выходы в небольших эрозионных окнах); 4 – ороговикованные породы.

Рудные образцы исследовались на сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy (рентгеноспектральный микроанализ – РСМА) для определения элементного (химического) состава рудных минералов. В рудах установлены галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, акантит, стефанит, фрейбергит, диафорит, буланжерит, золото самородное.

Общее представление о качестве руд Эндыбальской рудной горы изменилось. Ранее большинство исследователей, включая и авторов, считали эти руды «серебросвинцовыми» [2, 3]. Наши исследования показали, что главными носителями серебра в рудах являются фрейбергит и пираргирит, которые встречаются и в галенитовых, и в сфалеритовых минеральных типах руд (рис. 2). При этом, все разновидности серебросодержащих руд золотоносны.

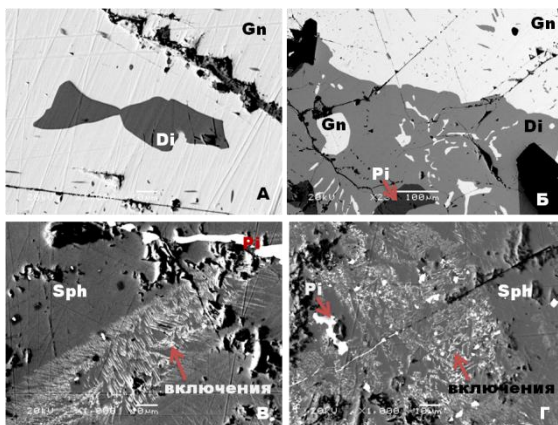


Рис. 2. А, Б - галенит в сростаниях с серебряными сульфосолями. Gn – галенит, Di – диафорит, Pi – пираргирит; В, Г - сфалерит в сростаниях с серебряными сульфосолями (включения). Sph – сфалерит, Py – пирит (составы минералов приводятся в таблице)

Установлена высокая сереброносность сфалеритовых руд (табл. 1), которые пространственно разделены с галенитовыми. На этом основании мы считаем, что к месторождению в целом применять термин «серебросвинцовое» не корректно. Устойчивый парагенезис золота и серебра в рудах и находки кюстелита в разных минеральных типах руд позволили обосновать золотосеребряный минеральный тип.

В целом, минерализация Эндыбальской рудной горы относится к единой Cu-порфировой рудно-магматической системе, отдельные фрагменты которой вскрыты в современном эрозионном срезе (рис. 1) и представлены золотомедными рудами, которые содержат мало сульфидов, а золотосеребряное отношение в них 1:16 – 1:900.

Золотосеребряные руды характеризуются высокой сульфидностью и сереброносностью, золотосеребряное отношение в них 1:180 – 1:5000. Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) руды возможны глубже золотомедных и, скорее всего, локализованы в эруптивных breccиях.

В результате проведенных исследований установлено, что сереброносность галенитовых руд определяется включениями пираргирита, фрейбергита, акантита и других минералов серебра.

Сереброносность сфалеритовых руд определяется значительным количеством фрейбергита, который образует линейные включения по спайности сфалерита.

Таблица

Микрозондовые анализы сфалеритов и их сростаний с минералами серебра, вес. %.

№обр.	Ag	Au	Cu	Zn	Sb	Fe	S	Cd	сумма
Составы сфалеритов									
88002	-	-	-	66,67	-	-	32,3	0,28	99,25
88002	-	-	-	65,58	-	-	32,03	1,0	98,61
88002	-	-	-	61,87	-	3,74	32,96	0,81	99,38
88002	-	-	-	61,5	-	3,69	34,1	1,01	100,3
88002	-	-	-	60,6	-	4,97	33,87	1,04	100,48
88002	-	-	-	58,97	-	4,38	33,53	0,47	97,35
88003	-	-	-	65,52	-	1,45	33,12	0,22	100,31
88003	-	-	-	61,82	-	3,15	31,95	0,3	97,22
88003	-	-	-	59,16	-	6,12	32,68	0,38	98,34
Смешанные составы тонких сростаний сфалерита с минералами серебра									
88002	0,09	0,6	-	58,68	-	7,51	30,31	-	97,19
88002	0,14	0,34	-	61,32	-	6,57	29,33	-	97,7
88002	1,29	0,27	0,78	59,3	-	5,81	30,88	-	98,33
88002	1,63	0,36	2,75	57,74	-	3,46	34,25	-	100,19
88002	1,98	1,64	2,93	57,83	-	4,23	29,57	-	98,18
88002	4,51	-	2,35	53,74	3,09	3,44	30,38	-	97,51
88002	4,54	-	2,36	49,23	3,2	6,35	31,87	-	97,55
88002	4,63	-	2,86	56,81	3,2	2,37	28,47	-	98,34
88002	5,29	-	4,43	50,83	4,94	3,24	30,55	-	99,28
88002	5,36	-	3,12	49,64	4,61	6,0	30,03	-	98,76
88002	5,4	-	2,8	51,23	5,85	5,58	28,19	-	99,05
1 разновидность фрейбергита									
88004Б	32,89	-	13,83	3,34	24,36	4,56	21,0	-	99,98
88004Б	30,16	-	15,45	2,91	25,5	4,84	20,74	-	99,6
88004В	30,16	-	17,51	-	26,67	3,62	21,13	-	99,09
88004В	30,99	-	17,58	-	24,79	5,15	20,51	-	99,02
88004В	31,08	-	16,49	2,98	24,82	4,22	20,3	-	99,89
88004В	31,33	-	17,39	-	26,78	4,21	21,03	-	100,74
2 разновидность фрейбергита									
88004В	21,99	-	22,41	-	27,93	5,0	21,23	-	98,56
88004В	22,49	-	22,41	-	27,24	4,22	23,08	-	99,44
88004В	22,86	-	19,61	4,41	26,34	3,66	22,95	-	99,83
88004В	23,31	-	20,36	-	29,75	4,44	21,88	-	99,74
88004В	23,33	-	22,34	-	27,62	5,18	22,12	-	100,59

Литература:

1. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Я.: Сахаполиграфиздат. 2003. 282 с.
2. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В., Ганеев А.Ш., Лобанов С.П. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Я.: Изд-во СО РАН. 1997. 155 с.
3. Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 33–42.
4. Костин А.В., Желонкина М.С., Саввинова Л.А. Благоприятнометалльная минерализация Эндыбальской рудной горы (Западное Верхоянье, Россия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. Т. 26. № 4. 2018. С. 31–45.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И МОНАЦИТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р.АЛДАН

**Журавлев А.И., Лоскутов Е.Е., Иванов А.И. Кравченко А.А.
Тимофеев В.Ф., Мохначевский Г.В.**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, [Ai.zhuravlevgeo@gmail.com](mailto:Аi.zhuravlevgeo@gmail.com)*

Самородное золото и монацит благодаря высокой изоморфной емкости являются информативными объектами для топоминералогических исследований. Ранее нами рассматривались типохимические особенности последних из россыпного проявления Макылган в среднем течении р. Алдан, в данном сообщении приводится новая информация о минералах из аллювиальных отложений р. Алдан в районе о. Кукчу. Также на основе рассмотрения различных геологических и геофизических факторов к северо-востоку от Центрально-Алданского района в районе о. Кукчу была выделена область перспективная в отношении обнаружения золото-редкометалльных месторождений схожих по своей геолого-структурной позиции с Центрально-Алданскими [3].

В русловых отложениях р. Алдан в районе о. Кукчу самородное золото представлено единичными, отлично и хорошо окатанными пластинками, чешуйками размером до 0,2 мм, редко встречаются более изометричные зерна уплощенной формы размером до 0,3 мм. По данным микросондового

анализа пробность самородного золота варьирует в широком диапазоне от 800 до 997%. Элементы-примеси содержатся только в следовых количествах (менее 0,1%) и представлены Cu, Fe, Pd, Hg.

При исследовании золотин на сканирующем микроскопе, у большинства зерен обнаружена высокопробная оторочка. Толщина оторочки достигает от 5 до 15 мкм. Присутствие оторочки указывает на длительное пребывание самородного золота в экзогенных условиях современного россыпеобразования. По мнению Петровской Н.В. [5], оторочка толщиной до 10–15 мкм может свидетельствовать о преобразовании внешних частей золотин в промежуточных коллекторах.

По пробности самородное золото из россыпепроявления о. Кукчу близко металлу из россыпепроявлений Макылган и низовьев р. Тимптон, но отличается, отсутствием характерного и доминирующего в последних самородного металла с пробностью 940-980%. Золото весьма высокой пробности изучено нами из сульфидно-вкрапленных руд в докембрийских метабазитах месторождения им. П.Пинигина и р. Якобит. Золото средней и высокой пробности с низким содержанием элементов-примесей отмечалось в россыпях р. Селигдар, р. Бол. Куранах, р. Якут, р. Усу [4].

Монацит в русловых отложениях представлен отлично окатанными прозрачными и полупрозрачными зернами округлой формы окрашенными в желтоватые, медовые, бурые оттенки, размер которых не превышает 0,5 мм. По данным микрозондового анализа содержания основных элементов изменяется в широких пределах Р (20,75-29,76%), Се (24,61-37,22%), La (13,34-26,16%), Nd (3,55-13,22%), Th (3,48-24,45%), Si (0,29-6,13%), Ca (0,2-1,74%). По химическому составу, часть монацитов из русловых отложений р. Алдан в районе о. Кукчу близка минералам из россыпепроявлений Макылган и бассейна р. Бол. Тырканда, но в отличие от последних не содержит примесей тяжелых лантаноидов и Fe, U, Sm, Pr (рис. 1). Другая часть рассматриваемых редкоземельных фосфатов, благодаря пониженному содержанию Nd и повышенному Th, в значительной степени отличается от рассматриваемых минералов смежных областей. От редкоземельных фосфатов Романовского массива и пегматитов Липовки, фосфаты из русловых отложений в районе о. Кукчу отличаются более низким содержанием Nd и отсутствием примеси Y. Минералы включения очень редки, представлены ксенотимом и торитом, монацит с включением ксенотима отмечался нами в россыпепроявлении р. Туманный.

Можно отметить, что самородное золото из русловых отложений среднего течения р. Алдан в районе о. Кукчу разнообразно по морфологии,

химическому составу, а некоторые золотины несут в своей структуре следы длительного нахождения в условиях платформенного россыпеобразования. Присутствие мелких золотинок чешуйчатого облика с высокопробной оторочкой, более крупных частиц уплощенной формы без оторочки, широкий диапазон колебания пробности, вероятно, указывают на поступление в современный аллювий самородного золота из коренных источников различных генетических типов.

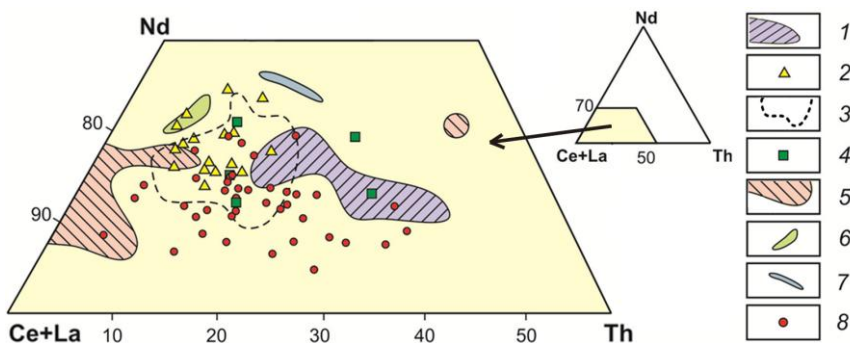


Рис. 1. Диаграмма распределения Ce+La, Nd и Th в монаците, вес. %. 1 – р. Малая Тырканда; 2 – руч. Тысынчакыт; 3 – руч. Туманный; 4 – р. Алдан, пер. Макулган; 5 – метасоматически измененные сиениты Джелтулинского массива [2]; 6 – гранитоиды Романовского массива [6]; 7 – Алуйский массив, гранитные пегматиты Липовки [1]; 8 – россыпепроявление о. Кукчу

Сравнительный анализ показал, что монациты из аллювиальных отложений в районе о. Кукчу по составу и минералам-включениям близки монацитам из россыпепроявлений Макулган и бассейна р. Бол. Тырканда, но отличаются от последних специфическим химическим составом и «стерильностью» в отношении элементов-примесей. Большая группа фосфатов с составом, отличающимся от других проявлений, вероятно, отражает присутствие в данном районе потенциально рудоносных минералообразующих источников со специфической редкоземельной минерализацией характерной для этой области.

Проведенные исследования подтверждают перспективность данной территории на обнаружение золото-редкометалльных месторождений схожих по своей геолого-структурной позиции с Центрально-Алданскими. Для более точного установления распространения благороднометалльной и редкоземельной минерализации, а также выявления генетических типов

потенциально рудоносных коренных источников требуются дальнейшие топоминералогические исследования.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381- 2019-0004) и поддержке РФФИ (проект № 17-05-00390).

Литература:

1. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Захаров А.В. Состав и возраст монацитов из гранитных пегматитов Липовки и копей Мора (Средний Урал). [Электронный ресурс]. URL: <http://www.minsoc.ru/2012-1-7-0>.
2. Журавлев А.И., Округин А.В., Кравченко А.А. Сравнительная характеристика монацитов из россыпей проявлений и магматических образований Тыркандинского рудного района // Мат. VI Всеросс. научно-практ. конф. Ответ. ред. Л.И. Полуфунтикова: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск.: Издат. дом СВФУ. 2016. С. 56-60.
3. Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Кравченко А.А. и др. Геолого-геофизические предпосылки золото-редкометального оруденения к востоку от центрально-алданского золотопромышленного района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы СВ России: мат. конф. Я.: СВФУ. 2017. С. 127-132.
4. Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В. Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2013. №5. С. 19-27.
5. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука. 1973. 347 с.
6. Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. и др. Гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива: геохимия, Th-U-Pb возраст и петрогенезис // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2011. № 2. С. 98-115.

ТЕЛЛУРИДЫ Pd, Ni, Bi, Pb и Ag ИЗ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ДЫВОК (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, kardashevskaya92@mail.ru

Как известно, Алдано-Становой щит является одним из крупнейших регионов, где расположены различные по генетическому типу месторождения золота [2]. Рудопроявление Дывок находится в Верхнеалгоминском районе Становой золотоносной провинции и локализовано в калишпат-кварцевых метасоматитах, березитизированных и аргиллизированных породах. Рудные зоны представлены сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами березитизированных

пород. Всего выделено 6 рудных зон, из которых наиболее продуктивными являются первые 3 [3].

Минераграфическое изучение вещественного состава проводилось на микроскопе Jenavert JL 100. Диагностика теллуридов была проведена на сканирующем микроскопе электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с использованием энергетического дисперсионного спектрометра Energy 350 of Oxford Instruments в связи с микроскопическими размерами минералов (аналитик С.К. Попова).

Ранее на основе минераграфических и оптических наблюдений было выделено 3 последовательные минеральные ассоциации: 1) золото-пирит-арсенопирит-кварцевая; 2) золото-халькопирит-сфалеритовая; 3) кварц-буланжеритовая [1].

Арсенопирит встречается в виде гипидиоморфных и идиоморфных выделений, образуя метакристаллы в сростании с пиритом, где иногда наблюдаются структуры дробления. Также нередко представлен призматическими кристаллами. В нем можно встретить включения золота неправильной формы. Содержит изоморфные примеси Со до 7%.

Пирит является основным минералом и образует кубические, ромбовидные и округлые формы зерен. Чаще всего встречается в ассоциации с арсенопиритом, формируя четкие границы сростания, иногда замещающая в виде структуры разведания.

Халькопирит образует аллотриоморфные выделения, в виде округлых зерен. Отмечается чаще всего в анкерите, пирите. Редко встречается в прожилковидной форме в пирротине. Иногда ассоциирует с гесситом.

Сфалерит представляет собой аллотриоморфные зерна, неправильной формы. Находится в сростании с галенитом, арсенопиритом, обрастает зерна пирита. Размер выделений достигает до 4 мм. В составе некоторых индивидов содержится примесь Fe до 13%.

Буланжерит отмечен в виде мономинеральных выделений в кварце, размером до 60 мкм. Встречен в ассоциации с галенитом и анкеритом. Форма индивида дендритная, реже образует игольчатые выделения.

Золото по размеру зерен не превышает 30 мкм. Образует сростки с галенитом, сфалеритом и арсенопиритом. Форма выделений – аллотриоморфная, реже пористая. Чаще всего встречается в пирите в виде включений. Пробность 650 – 750‰. Содержит примеси – Ag – 25%; Fe – 3%.

Теллуридная минерализация представлена минеральными фазами: гесситом, алтаитом, волинским, меренским, мелонитом и раклиджитом (рис.1)

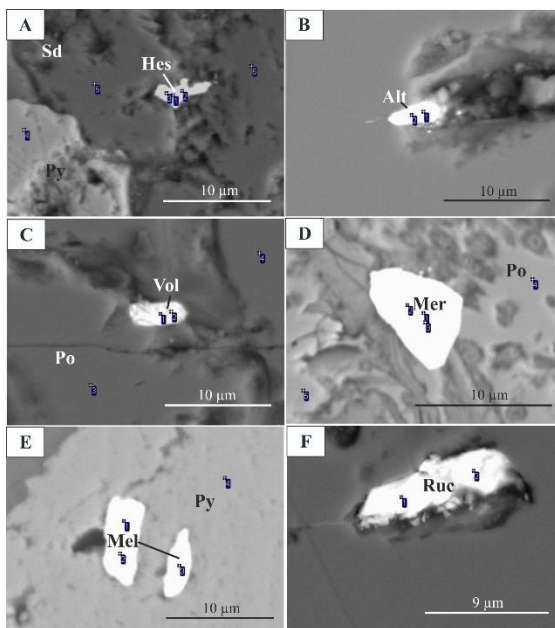


Рис. 1. Морфология выделений теллуридов (в обратно-рассеянных электронах). А – гессит (Hes), сидерит (Sd), пирит (Py); В - алтаит (Alt); С – волинскит (Vol), пирротин (Po); D – меренскиит (Mer), пирит (Py); E – мелонит (Mel), пирит (Py); F – раклиджит (Ruc)

Гессит (Ag_2Te) находится в виде включений в халькопирите в сростании с пирротинном и пиритом (рис. 1, А), также наблюдается в сидерите. Характерная форма индивидов неправильная, угловатая. Размер зерен не превышает 2–3 мкм. Не содержит примесей.

Алтаит ($PbTe$) представлен зернами вытянутой формы, размером до 5 мкм (рис. 1, В). Установлен в пирротине и отмечается редко. Содержит изоморфные примеси Fe до 6% и S до 2%, что объясняется ассоциирующими железистыми сульфидами.

Волинскит ($AgBiTe_2$) встречается в виде моновыделений в пирротине (рис. 1, С). В большинстве случаев имеет размер около 4–5 мкм. Форма выделений изометричная, вытянутая. Примесей не имеет.

Меренскиит (Pd, Pt) (Bi, Te)₂ мономинеральное включение в пирротине (рис. 1, D). Размер выделения 10 мкм. Индивид округло-овальной формы. В составе – примесь Ni (2,17%), Fe (1,17%).

Мелонит ($NiTe_2$) образует мономинеральные выделения вытянутой и овальных форм в пирите (рис. 1, E). Размер индивидов составляет до 8 мкм. Также в составе не содержит примесей.

Раклиджит ($PbBi_2Te_4$) представлен в виде моновыделений (рис. 1, F). Характерная форма индивидов вытянутая, овальная. Размер зерен 12–15 мкм. Элементы-примеси не обнаружены.

С теллуридной минерализацией связано низкопробное золото (650–670‰).

Таким образом, в золоторудном проявлении Дывок установлено 6 минеральных видов теллуридов. Они представлены гесситом (Ag_2Te), алтаитом ($PbTe$), волинскимитом ($AgBiTe_2$), меренскимитом ($(Pd, Pt)(Bi, Te)_2$), мелонитом ($NiTe_2$) и раклиджитом ($PbBi_2Te_4$). Обнаружение теллуридов позволяет выделить эпитермальную теллуридную ассоциацию в пределах рудопроявления. Присутствие никелевой и палладиевой минерализации указывает на магматический источник рудообразующих флюидов, также подчеркивает длительность рудного процесса и увеличивает перспективы территории.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№18-45-140045 p_a) и по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0004.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 12–22.
2. Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Т.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района РС(Я) // Известия высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 2010. № 5. С. 23–32.
3. Kardashevskaja V.N., Anisimova G.S. Mineralogical-geochemical characteristics and the formation conditions of the Dyvok ore occurrence (South Yakutia, Russia) // SGEM. 2018. V. 18. № 1.1. P. 259–264.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Кирсанов А.А., Липияйнен К.Л., Смирнов М.Ю., Кирсанов Г.А.
*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.
А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург, Aleksandr_Kirsanov@vsegei.ru*

В ФГБУ «ВСЕГЕИ», по заданию Роснедра, проводятся работы в рамках ГДП-200 в различных регионах России по картированию, на основе данных ASTER, минералов-индикаторов оруденения на территориях, перспективных для какого-либо вида или комплекса полезных

ископаемых. Использование материалов гиперспектральных съёмок при прогнозно-поисковых работах заключается в возможностях диагностики по спектральным характеристикам отдельных минералов-индикаторов или минеральных ассоциаций для выявления большинства рудных объектов. Принимая во внимание то, что рудные компоненты во многих типах месторождений составляют лишь незначительные проценты общей массы, индикаторами рудных тел являются околорудные изменения рудовмещающих пород, которые могут быть зафиксированы на материалах гиперспектральных съёмок. Эти изменения связаны с процессами скарнирования, пропилитизации, листвинитизации, окварцевания, серицитизации, хлоритизации серпентинизации и проч. В центре дистанционных методов природоресурсных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» разработана методика обработки аэро- и космических гиперспектральных данных, по материалам которых создаются схемы поэлементного распространения минералов-индикаторов измененных горных пород. Прогнозная интерпретация полученных схем проводится с использованием геохимических и минерагенических материалов.

Опыт проведенных работ в регионах с различными геолого-ландшафтными условиями, показывает, что использование гиперспектральных данных позволяет на ранних стадиях геологоразведочного процесса выявлять потенциально перспективные площади на различные виды твердых полезных ископаемых.

В качестве примера приведены результаты исследований на Многовершинной площади (лист N-54-XX), территория которой является важной составной частью Нижнеамурского золотоносного района. К настоящему времени здесь известны несколько промышленных россыпей золота и одно коренное месторождение, а также около 20 проявлений. Кроме того, установлены проявления медных, медно-молибденовых и свинцовых руд. Все коренные месторождения золота по генезису являются гидротермальными и гидротермально-метасоматическими и относятся к золото-серицит-кварцевой и золото-кварцевой формации. Пространственно они тесно связаны с выходами магматических пород, разрывными нарушениями и зонами гидротермальных изменений. Они подвергнуты гидротермальным изменениям (окварцеванию, пропилитизации, грейзенизации и пр.). В составе рудных тел присутствуют серебро, пирит, блеклые руды, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит и другие соединения. Минералами-индикаторами коренной золотоносности являются кварц, серицит, турмалин, сульфиды, эпидот и хлорит.

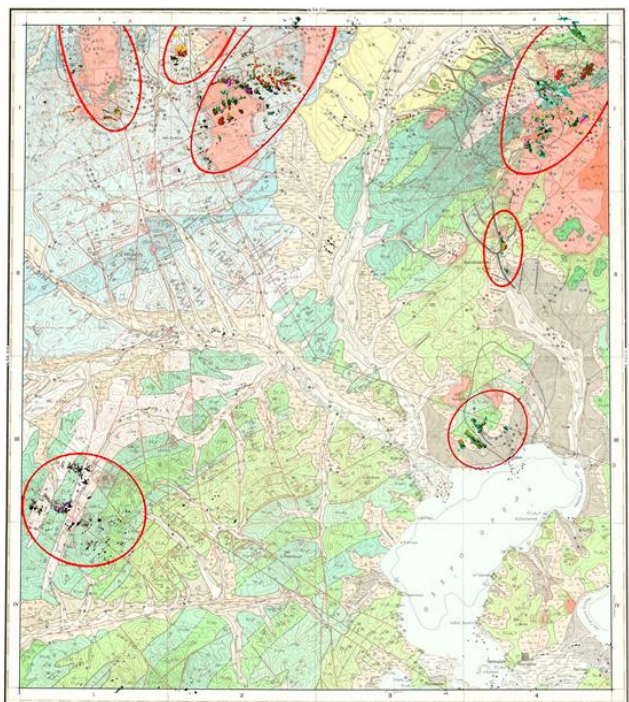
Специализированная обработка гиперспектральной дистанционной основы (ГДО) позволила выявить на площади листа, на которой

выделяются семь таких ореолов (рис. 1). Четыре из них расположены на севере территории. Первый ореол приурочен к гранодиоритовому массиву г. Чаданян, второй ореол расположен на правом и левом берегах р. Чадай, третий ореол охватывает водораздел р. Чадай и долины р. Ул. Все три участка имеют схожее геологическое строение. Интрузии позднемеловых гранодиоритов прорывают нижне-среднеюрские терригенные отложения, в их экзо- и эндоконтактовых зонах отмечены золоторудные - кварцевые жилы с золотом (и медно-молибденовые – кварцевые жилы с сульфидами) проявления, также имеются шлиховые ореолы золота и геохимический ореол меди. Четвертый ореол приурочен к горным массивам Многовершинный и Орел. Интенсивно проявлены разрывная тектоника и приуроченные к разрывам гидротермально-метасоматические изменения пород - окварцевание, серицитизация, пропилитизация, грейзенизация, сопровождающиеся сульфидной минерализацией. На этом участке расположено золоторудное месторождение Многовершинное с многочисленными кварцево-жильными рудопроявлениями, имеются золотые россыпи и геохимический и шлиховой ореолы.

Пятый ореол расположен в верховьях р. Бекча и ее притоков. В геологическом отношении этот участок представляет собой шток и дайки гранодиоритов, прорывающие терригенные породы нижнего мела, здесь имеется крупные золотые россыпи и кварцево-жильное золоторудное (с сульфидами) проявление. Шестой ореол локализован на северном берегу оз. Орель, по геологическому строению участок аналогичен предыдущему, имеются золотоносные, россыпи и шлиховой ореол. Источником золота, вероятно, являются сульфидно-кварцевые жилы. Последний, седьмой ореол точек кварц-сульфидной с молибденитом минерализации расположен у западной рамки площади в верховьях рек Палаковля и Бурук, и приурочен к полю распространения верхнеюрских и нижнемеловых терригенных отложений, прорванных в северо-восточной части штоком гранодиоритов. Золоторудное проявление локализовано в штокверковой зоне кварцевых прожилков с сульфидами.

Был проведен анализ полученных материалов и геолого-геохимических и минералогических данных, в том числе, карт рудогенных геохимических аномалий (Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ni и других).

В результате исследований создана схема перспективных на золотое оруденение прогнозных площадей, построенная на основе учета комплекса гиперспектральных характеристик ассоциаций индикаторных минералов (рис. 1).



Условные обозначения: 1 – кварц, 2 – серицит, 3 – эпидот, 4 – хлорит, 5 – турмалин, 6 – пирит, 7 – халькопирит, 8 – арсенопирит, 9 – молибденит, 10 – прогнозные площади.

Рис. 1. Схема прогнозных площадей, перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых, совмещенная с картой полезных ископаемых масштаба 1:200 000

Выявленные прогнозные площади совпадают с выделенными независимо от наших исследований перспективными участками на «Схеме минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых», составленной по данным полевых и геохимических работ (Юрченко, 2016).

ПРОГНОЗНЫЕ АУ-АГ ОБЪЕКТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК В МЕЖДУРЕЧЬЕ ДЯНЫШКА – АРКАЧАН

Коваленко А.И.

Янское ОП АО «Якутскгеология», kai541954@mail.ru

Для выделения концентрических структур, кроме топографических, геоморфологических карт и разномасштабных космоснимков, целесообразно использовать материалы региональных геофизических работ, которые часто оказывают существенную помощь в комплексе методов локального прогнозирования перспективных геологических объектов. Рассмотрим этот вопрос на примере выделения локальных очаговых структур при интерпретации обобщённых материалов гравимагнитных съёмок масштаба 1:50 000–1:200 000 в междуречье Дянышка–Аркачан.

Геофизиками Янской экспедиции (А.И. Коваленко) в 2001–2002 гг. выполнены наземные высокоточные магниторазведочные работы на Аркачанском золоторудном поле и в 2018 году начаты аналогичные работы в пределах Нюектаминского рудного поля, где наземных геофизических работ до настоящего времени не проводилось, а все существующие геологические построения сделаны по результатам визуальных наблюдений и соответствующих предположений, которые при постановке детальных геофизических исследований часто не соответствуют действительности и заверка бурением, выделенных геологами перспективных объектов, не даёт ожидаемых результатов. Учитывая концентрацию геологоразведочных работ в регионе и имея авторские наработки по интерпретации наземных геофизических работ в пределах Аркачанского рудного поля, логичным стал вопрос переинтерпретации материалов региональных геофизических работ гравиразведки масштаба 1:200000 и аэромагнитной съёмки масштаба 1:50000 в пределах междуречья Дянышка–Аркачан, которые коротко излагаются в этой статье.

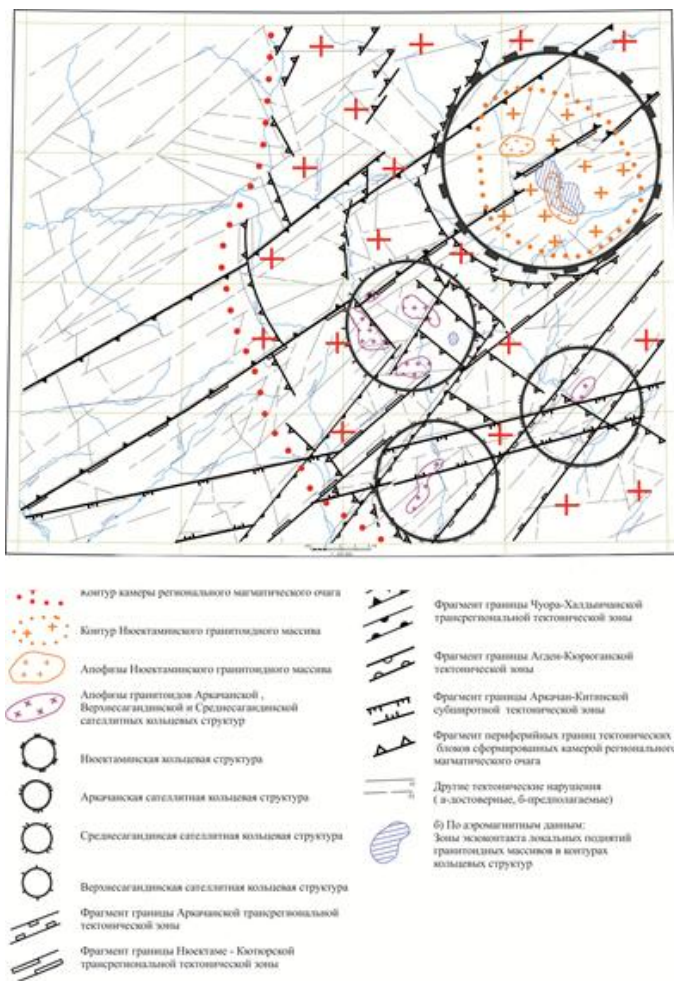


Рис. 1. Схема результатов интерпретации региональных геофизических работ (гравиразведка, аэромагнитная съемка) междуречья рек Дянышка-Аркачан

Схема результатов интерпретации (рис. 1) составлена с учётом стандартных методов интерпретации региональных геофизических съёмок и существующих представлений о геологическом строении региона, а также многолетнего опыта работы с аналогичными материалами на северо-востоке Якутии. На схеме интерпретации показаны: западная и юго-западная границы камеры регионального магматического очага,

включающего Ньюектаминский гранитоидный массив с апофизами гранитоидов и зонами экзоконтакта, картируемыми аэромагнитной съемкой, и три его спутных кольцевых структуры (Аркачанская, Верхнесагаидинская и Среднесагаидинская).

Из трёх выделенных спутных кольцевых структур, наиболее изучена Аркачанская спутная кольцевая структура с известным золоторудным месторождением, где предполагается скрытый гранитоидный массив с глубиной залегания верхней кромки около 600 м (по данным гравиразведки) и зоной его экзоконтакта (по данным аэромагнитной съемки и высокоточной наземной магниторазведки). По данным наземной высокоточной съемки, через всю площадь съемки, трассируются тектонические нарушения северо-восточного простирания, которые являются фрагментами составляющих региональных линеаментов. Рудные тела Аркачанского месторождения, в нашем представлении, формировались северо-восточной региональной тектоникой в зоне влияния скрытого массива гранитоидов, вероятно, которая неоднократно «подрывала» сформировавшийся массив, т.к. за пределы массива известные рудные тела не распространяются.

Северо-восточные тектонические нарушения, согласные с простиранием региональных линеаментов, на Аркачанском месторождении, были как рудоподводящими, так и рудо локализующими. Они представляют сейчас известные разведанные рудные тела в виде минерализованных зон дробления и линейных штокверковых зон с рассеянной Au-Ag минерализацией.

Для сравнения рассмотрим тектонику, которая сформировала спутные кольцевые структуры:

1. Аркачанская спутная кольцевая структура сформирована пересечением Аркачанской трансрегиональной тектонической зоны (фрагмент составляющей регионального линеамента) и согласной с ней Агден-Кюрючанской тектонической зоны северо-восточного простирания с Аркачан-Китинской субширотной зоной и фрагментом периферийных границ тектонических блоков северо-западного простирания, который проходит по современной долине ручья Аркачан, где в береговых обрывах, визуальнo, в середине 30-х годов прошлого века, обнаружена Au-Ag минерализация.

2. Среднесагаидинская спутная кольцевая структура сформирована той же Аркачанской трансрегиональной зоной, согласной с ней Чуора-Халдынчанской тектонической зоной и пересекающей их Аркачан-Китинской тектонической зоной субширотного простирания.

3. Верхнесагандинская сателлитная кольцевая структура сформирована наложением Ньюектаме-Кютюрской трансрегиональной тектонической зоны и Чуора-Халдынчанской тектонической зоны северо-восточного простирания с фрагментом Себечан-Кумкинской трансрегиональной тектонической зоны северо-восточного простирания, а фрагменты границ периферийных тектонических блоков северо-западного простирания пересекают все тектонические зоны, независимо от их ранга.

Все три сателлитные кольцевые структуры сформированы пересечением тектонических зон различного порядка в контуре камеры регионального магматического очага – это типичный тип локальных очаговых кольцевых структур, которые в металлогеническом отношении соответствуют рудным полям, имеющим в нашем случае, вероятно, Au-Ag специализацию (на примере Аркачанского рудного поля и соответствующей ему одноимённой сателлитной кольцевой структурой).

Традиционно локальные очаговые структуры характеризуются более высоким уровнем концентрации оруденения, поэтому, две структуры, представленные впервые в этой статье (Среднесагандинская и Верхнесагандинская) требуют, несомненно, более пристального внимания.

Из двух новых очаговых структур, первоочередной к изучению считаю Верхнесагандинскую сателлитную кольцевую структуру. Во-первых: она более тектонически контрастна (по сравнению с известной Аркачанской сателлитной кольцевой структурой и новой Среднесагандинской), и локализует три апофиза гранитоидного массива с уровнем отрицательного гравитационного поля в полтора раза ниже, чем от гранитоидного массива в пределах Аркачанской сателлитовой кольцевой структуры. Как вариант, это может обозначать, что апофизы гранитоидного массива находится ближе к поверхности, а зона экзоконтакта более эродирована (площадь положительного магнитного поля значительно меньше чем на Аркачане), что пока подтверждается результатами аэромагнитной съемки, хотя по опыту использования материалов аэромагнитных съёмок, они далеко не однозначны, т.к. неоднократно, по материалам наземных магниторазведочных работ, картировались протяженные минерализованные зоны дробления с пирротиновой минерализацией и горизонтальной мощностью до сотни метров с интенсивным положительным магнитным полем, а на аэромагнитных картах фиксировалось безаномальное отрицательное магнитное поле. Возможно, это случаи незначительной мощности пирротинизированных пород в минерализованных зонах дробления и, с учётом высоты аэромагнитной

съёмки, такие магнитные аномалии «затухают», поэтому на аэромагнитных картах их нет.

Геофизический отряд Янского ОП АО «Якутскгеология», который проводит наземные геофизические работы в 2019 г. на Неюктаминском рудном поле, планирует заверку перспективных участков Верхнесагандинской сателлитной кольцевой структуры наземной маршрутной магниторазведкой и геохимическим опробованием.

В результате переинтерпретации материалов региональных геофизических работ, есть все основания для картирования наземными геофизическими и геохимическими методами, в пределах Верхнесагандинской сателлитной кольцевой структуры, близповерхностных рудных тел с Au-Ag минерализацией и, возможно, значительно перспективней известных рудных тел Аркачанского месторождения.

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА УЧАСТКА ЧЕПЧУГА РУДНОГО ПОЛЯ ГАЙДАР (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

**Кондратьева Л.А., Желонкина М.С., Лоскутов Е.Е.,
Фридовский В.Ю., Иванов А.И., Иванов М.С.**

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, lkon12@yandex.ru

Рудопроявление Гайдар расположено в структурах Сунтаро-Лабанкырского складчато-глыбового поднятия. Оруденение приурочено к своду и юго-восточному крылу Чепчугинской антиклинали, сложенной алевролитами менкеченской и тирехтяхской свит средней перми, прорванных редкими дайками диабазов нижней юры. На флангах рудного поля локализуются Левосунтарский и Чепчугинский гранитоидные массивы мелового возраста.

Исследования проведены в восточной части рудопроявления на участке Чепчуга. Территория характеризуется сильной задернованностью, выходы коренных пород отсутствуют. Штуфное опробование проведено по редким элювиально-делювиальным развалам. Оруденение связано с минерализованными зонами дробления Сунтарского глубинного разлома, сопровождаемых метасоматически измененными осадочными и

магматическими породами (окварцевание, карбонатизация, сульфидизация). Руды прожилково-вкрапленного и брекчиевого типа.

Среди жильных минералов преобладают кварц, полевые шпаты, кальцит, флюорит, фторапатит, реже встречаются доломит, сидеродолмит, сидерит, барит, серицит и хлорит. Рудные минералы можно подразделить на две группы: макроминералы – пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, касситерит, пентландит, герсдорфит, кобальтин и микроминералы – акантит, антимонит, канфилдит, буланжерит, джемсонит, пираргирит, диафорит, фрейбергит, самородные золото и серебро.

Пирит и арсенопирит сохранились лишь в виде реликтов, а чаще полностью замещены гипергенными минералами (рис.). Только по широкому развитию гетита, ярозита и бедантита можно предположить их былую распространенность. Ассоциация герсдорфита, пентландита и кобальтина наблюдалась локально в кварц-кальцитовых округлых включениях в диабазах. Касситерит находится в виде идиоморфных зерен в кварце, либо в ассоциации с пиритом, арсенопиритом и гипергенными минералами на юге рудного участка, тяготея к выходам гранитоидных интрузивов. Канфилдит выявлен в пирите в парагенезисе с акантитом. Галенит относится к числу наиболее распространенных минералов, нередко является матрицей для микровключений сульфосолей. Часто замещен вторичными минералами – бедантитом и миметитом. Примесь Sb и Ag присуща, скорее всего, галениту поздней генерации. Сфалерит значительно уступает галениту по распространенности, постоянно содержит примесь Fe около 6 масс.%, реже Ag и Cu. Халькопирит образует эмульсионную вкрапленность в пирите. Акантит обычно развивается по арсенопириту в виде прожилков и каемок. Антимонит, сульфосоли Pb, Ag, Sb, самородное серебро и, крайне редко, золото отмечаются в виде микровключений в кварце, а также гипергенных минералах. Золото средней пробы, содержит до 15% Ag, размер зерен не превышает 20 микрон.

Установлено широкое развитие и разнообразие гипергенных минералов (табл.) – оксидов (гетита, коронадита, феррикоронадита), карбонатов (церрусита, смитсонита), сульфатов (англезита, баритоанглезита, хокутолита, ярозита, плюмбоярозита) и арсенатов (скородита, фармакосидерита, бедантита, беверита, миметита, кампилита). Среди них преобладают сульфаты и арсенаты свинца. Минералы характеризуются широкими вариациями содержаний основных компонентов и примесей. Ореолы развития окисленных руд надежно маркируют минерализованные

зоны дробления. На первый взгляд убогосульфидные руды, оказываются «пропитанными» бедантитом и миметитом, что позволяет предполагать значительную распространенность ниже зоны гипергенеза минерализации галенита, арсенопирита и сульфосолей в первичных рудах.

Оруденение рудопроявления Гайдар относят к малосульфидному золото-кварцевому типу. В результате проведенных исследований, на основании развития в рудах касситерита, канфилдита, акантита, сульфосолей Pb, Ag и Sb, предполагается близость оруденения участка Чепчуга к месторождениям серебро-полиметаллического типа Западного Верхоянья [1].

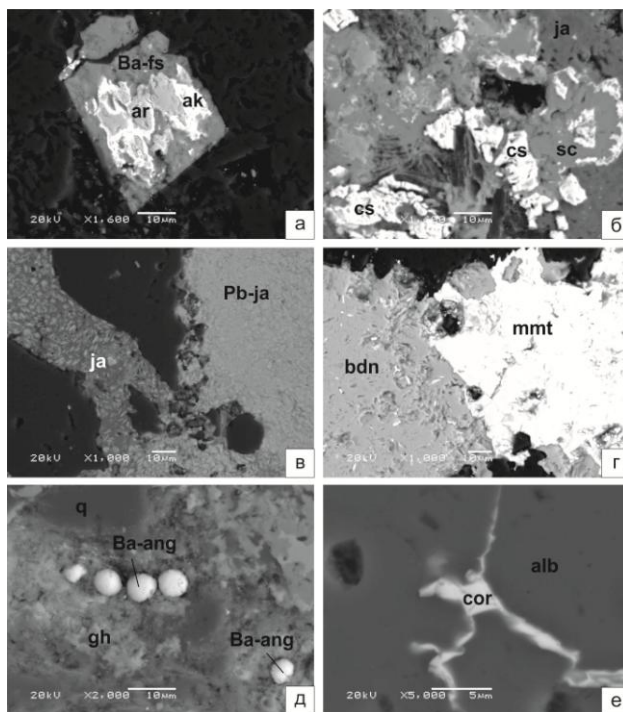


Рис. Минералогия зоны окисления. а – арсенопирит (ar), замещенный акантитом (ak) и бариофармакосидеритом (Ba-fs), б – касситерит (cs) среди скородита (sc) в ярозите (ja), в – ярозит (ja) с пластинчатыми включениями плюмбоярозита (Pb-ja), г – ассоциация бедантита (bdn) и миметита (mmt), д – сферолитовый баритоанглезит (Ba-ang) в гидроксидах железа (gh), е – прожилки корундита (cr) в альбите (alb)

Таблица

Химический состав минералов зоны окисления

O	Na	Al	P	S	Cl	K	Ca	Fe	As	Zn	Pb	Сумма
Ярозит												
46,71	2,91			12,68		4,33		32,43				99,05
Плюмбоярозит												
39,93				10,25		1,16		26,95	2,28		17,74	98,3
Бедантит												
33,74				5,57				21,67	10,79		27,43	99,21
Беверит												
28,07		2,08	0,81	7,21		0,56		16,94	1,58	5,23	30,89	93,37
Миметит												
12,48					3,26				12,98		70,01	98,73
Кампилит												
14,02			1,45		2,76		0,97		10,66		70,01	99,86
O	S	Cl	Ca	Fe	As	Ba	Pb	Сумма				
Баритоанглезит												
13,59	7,02	3,87	0,78	1,83		2,16	54,28	83,52				
Хокутолит												
20,27	12,26			1,98		42,25	20,68	97,45				
Барифармакосидерит												
39,57				24,91	25,24	8,63		98,35				
O	Na	Al	Si	Mn	Fe	Co	Pb	Сумма				
Коронадит												
29,34	1,73	0,88	1,73	35,25		1,42	24,83	95,18				
Феррикоронадит												
29,44				34,61	8,05		23,73	95,83				

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект №0381-2019-0004.

Литература:

1. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Н.: 1974. 250 с.

КАРСТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ХОХОЙ (ВЕРХНЕАМГИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ, ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

**Кондратьева Л.А.¹, Кардашевская В.Н.¹, Анисимова Г.С.¹,
Соколов Е.П.²**

*1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, lkon12@yandex.ru*

2 - АО «Якутскгеология», г. Якутск

Верхнеамгинская площадь расположена на северном склоне Алдано-Станового щита на стыке двух крупных структурных единиц Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в зоне субмеридионального глубинного Амгинского разлома (структурного шва). Основной объем осадочного чехла на площади рудопроявления представлен нижнекембрийскими терригенно-карбонатными (преимущественно доломитовыми) отложениями пестроцветной, тумулдурской, унгелинской свит со стратиграфическим несогласием, перекрытых нижнеюрскими терригенными песчанистыми отложениями юхтинской свиты. Лебединский плутонический комплекс представлен роговообманковыми сиенитами и сиенит-порфирами, образующими Хохойскую группу интрузий. Структурный план рудного поля определяется наличием протяженной зоны разломов северо-восточного простирания, выполненных дайками щелочных габброидов. По кинематике разломы являются сбросами, сдвиго-сбросами, с амплитудой до 100 и более метров, в комплексе с оперяющими сбросами северо-западного простирания формирующих ступенчатую, блоковую структуру рудного поля. Оруденение развито в узлах пересечения оперяющих срывов на тектонизированном контакте кембрийских и юрских отложений. В геохимическом поле разломы сопровождаются повышенными концентрациями золота, серебра, мышьяка, таллия, сурьмы.

Золоторудная минерализация концентрируется в карстовых полостях, образуя протяженную аномальную зону северо-восточного простирания длиной более 10 км, пересекающую рудное поле с юга на север. Практически на всем своем протяжении аномальная зона представлена совокупностью щелевидных карстовых полостей разного размера и степени минерализации, как открытых, так и перекрытых толщей песчаников юхтинской свиты. Ширина карстовых полостей, вскрытых

горными выработками, колеблется от 5-15 м, до 50 м и более, глубина 15-45 и более метров. Строение карстовых полостей однотипное, все они выполнены интенсивно лимонитизированными суглинисто-супесчаными образованиями бурого цвета с разноразмерными обломками пород. Среди них различаются кварцевые и полевошпат-кварцевые метасоматиты с прожилками и жеодами мориона; доломиты оолитовые, строматолитовые ожелезненные, окремненные, с поздними карбонатными и кварцевыми прожилками и редкими включениями флюорита; брекчии и конглобрекчии с обломками ритмично-зональных кремней в кварцевом или карбонатном цементе; гематитизированные песчаники.

Руды в разной степени золотonosны, их продуктивность определяется опробованием. Наибольшей золотonosностью отличаются пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты (рис. 1), представляющие собой первичные руды. Пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты почти нацело сложены тонкозернистым кварцем с небольшим количеством адуляра в виде мелких, часто идиоморфных вrostков и линзами позднего друзовидного кварца, нередко с халцедоновой оторочкой. Встречаются редкие зерна кальцита и флюорита. Метасоматиты насыщены мельчайшими вкрапленниками гидроксидов железа, реже крупнокристаллическим гематитом. Метасоматиты образованы в результате кремнекалиевого метасоматоза карбонатных пород. В шлифах наблюдаются органогенные остатки и микротрещины усыхания, образование которых, по-видимому, связано с уменьшением объема в процессе кальцитизации доломитов.

По данным рентгенофазового и термического анализов карстовые образования состоят из кварца, калиевых полевых шпатов, мусковита, гетита, реже кальцита, гематита и флюорита. Отмечаются также клинохлор, Fe-клинохлор, лепидокрокит, ярозит и каолинит. В карстовых образованиях, приуроченных к контакту лакколита сиенит-порфиров закономерно появляются альбит и роговая обманка.

Силикатный анализ (табл. 1) подтверждает данные петрографических наблюдений, содержание SiO_2 в адуляр-кварцевых метасоматитах составляет 93,53-94,45%, K_2O – 0,88-1,56%. В карстовых образованиях рентгенофазовым анализом не выявлено значительного содержания, характерных для руд куранахского типа, каолинита или монтмориллонита. Привнос глинозема и окиси калия здесь, видимо, связан, в большей степени с присутствием мусковита.

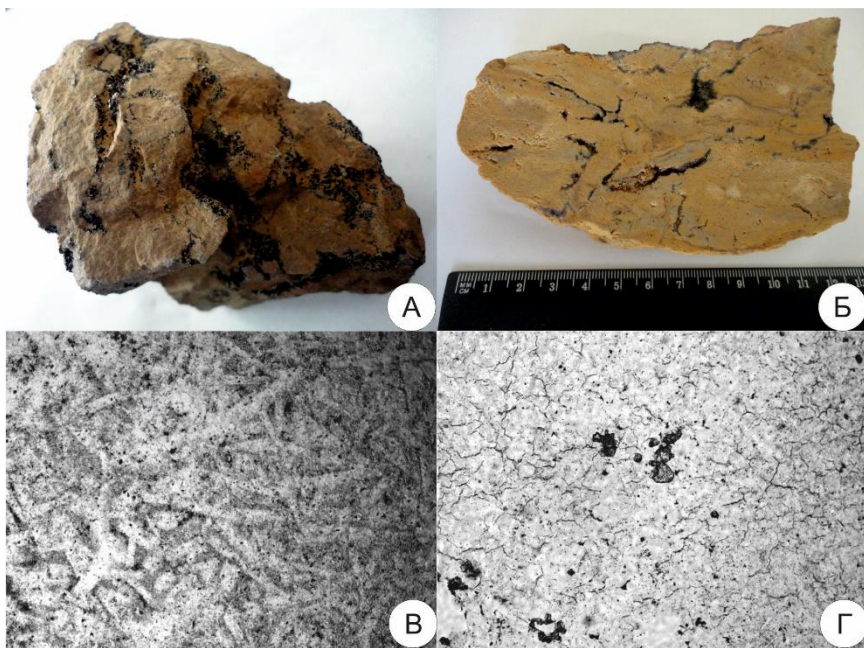


Рис. 1. Первичные руды карстовых образований. А – лимонитизированные пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты, Б – то же, пришлифовка, В – органические реликты, Г – микротрещины усыхания

Продуктивная минерализация представлена низкотемпературной эпитермальной ассоциацией тонкозернистого кварца, халцедона, опала, адуляра, серицита, кальцита, барита, флюорита, голландита, галенита, бертьерита, минералов (теллуридов, антимонатов, карбонатов(?)) таллия, теллуридов Fe и Cu, хлораргирита, самородного золота и серебра.

Самородное золото в первичных рудах встречается крайне редко, в основном в пористых окисленных реликтах пирита, либо в кварце в ассоциации с баритом и галенитом в виде субмикроскопических комковидных выделений размером до 0,005 мм, по причине чего получить кондиционный анализ не удалось. В основном самородное золото беспримесное, редко встречаются зерна со значительным содержанием серебра (до 15 мас.%) и меди (до 34 мас.%). Пробность гипергенного золота, в основном высокая, изменяется от 834 до 990‰. Элементы-примеси (%) – Ag до 15,95, Pb до 0,76, Bi до 0,25, Hg до 0,26, Pt до 0,22, Cu до 0,13, Fe до 0,15.

Таблица 1

Химический состав, золотоносность и сереброносность
карстовых образований

	Золотоносные карстовые образования				Пирит-адюляр-кварцевые метасоматиты			
	C-103-12-18	K-25-П/1	K-22-1	K-25-П/2	K-25-3	K-22-2	K-12-2	K-14-3
SiO ₂	56,41	70,29	60,31	63,39	93,53	93,59	93,78	94,45
TiO ₂	0,67	0,58	0,57	0,61	0,1	0,1	0,1	0,09
Al ₂ O ₃	14,41	10,9	13,41	14,39	1,91	1,59	1,82	1,41
Fe ₂ O ₃	10,91	6,03	12,65	6,73	0,93	0,58	0,8	0,68
FeO	0,29	0,23	0,29	0,29	1	0,71	0,85	0,99
MnO	0,1	0,07	0,03	0,07	0	0,22	0,05	0
MgO	1,03	0,06	0,31	0,49	0,02	0,13	0,03	0,04
CaO	1,46	0,62	0,72	0,92	0,28	0,48	0,17	0,48
Na ₂ O	0,04	0,08	0,16	0,08	0,06	0,07	0,04	0,03
K ₂ O	9,78	8,51	8,26	9,06	1,19	1,21	1,56	0,88
P ₂ O ₅	0,22	0,08	0,16	0,09	0	0	0	0
CO ₂	1,84	0,77	0,61	1,11	0,66	0,71	0,55	0,71
Li ₂ O	0,005	0,004	0,002	0,005	0,017	0,018	0,013	0,014
Rb ₂ O	0,019	0,013	0,016	0,017	0,002	0,002	0,002	0,001
S	0,08	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08
F	0,17	0,05	0,06	0,18	0,04	0,07	0,33	0,09
Au	72,4	19,4	2,45	0,273	20,5	9,03	4,39	2,94
Ag	5,44	0,301	0,029	0,51	3,32	1,54	0,367	1,17

Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта НИР № 0381-2019-0004 ИГАБМ СО РАН.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЯ FE-ОКСИДНЫХ-CU-AU РУД ПРОЯВЛЕНИЯ КИС-КЮЕЛЬ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Костин А.В.

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

Кис-Кюельское проявление расположено в Западном Верхоянье (широта 65°30'4.47"С, долгота 130°16'48.45"В), южнее Эндыбальского рудного узла в восточном крыле Эндыбальской антиклинали, в ядре которой распространены выходы терригенных пород $C_3 - P_1$. Все рудные тела проявления локализованы непосредственно в контурах Кис-Кюельского штока площадью около 2 км². Строение штока неоднородное. Его южная часть сложена гранодиоритами, северная – диоритами. Шток слабо эродирован, на его кровле сохранились останцы ороговикованных песчаников.

Рудная минерализация расположена в пределах апикальной зоны диорит-гранодиоритового штока и представлена гематитом, гетитом, кварцем, реже халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, самородными золотом и висмутом. Брекчиевый комплекс состоит из залежи типа «манто» неправильной формы с включенными массивами минерализованных жил и прожилков. В пределах комплекса установлены градации от измененных гематитом и гетитом гранодиоритов и в меньшей степени диоритов, до брекчий с гематит-гетитовым цементом.

Fe-оксидная-Cu-Au и сопряженная медно-порфировая с Au-Bi-Cu содержащими кварцевыми жилами и массивами листоватых кварцевых жила ассоциирует со стадией интенсивного брекчирования и часто включает обломки гранодиоритов различных размеров, которые сцементированы гематитом, гетитом и пиритом. Редкие сульфиды частично окислены, а тонкие трещинки во вмещающих породах могут быть заполнены скородитом, малахитом и азуритом. Свинцово-серебряные жилы или рудные брекчии с дополнительной ИОСГ-минерализацией локализованы как в гранодиоритах, так и диоритах. Вблизи галенитовых жил в диоритах по тонким трещинам отмечаются вторичные минералы меди – малахит и азурит, которые являются надежными поисковыми признаками руд.

Порфировая Cu-Au руда состоит из рассеянных в породах минералов меди, прожилков, брекчий и ассоциирующей кварц-молибденитовой минерализации. В порфировом окружение с измененными породами

пространственно связаны прожилки, мощностью 0,1-5 см, а их суммарный вклад не превышает 1-5% от объема руд.

Внутри-интрузивные листоватые кварцевые прожилки с Au-Bi минерализацией в кровле Кис-Кюельского интрузивасложены светло-желтым одностадийным кварцем с редкими полевым шпатом, слюдой и сульфидами. Ориентированы в долготном направлении, так же как дайки и сдвиги. Некоторые из кварцевых прожилков включают линзы и ленты арсенопирита с самородными золотом и висмутом, бисмитом и нейитом.

Мы полагаем, что большое влияние на характер рудной минерализации оказало становление Кис-Кюельского интрузива, в частности крайне незначительное фракционирование магматического расплава [3]. В результате – существенная часть железа не фракционировала в высоко железистые расплавы, а отделилась в гидротермальные растворы [1, 2, 3, 4, 8].

Кис-Кюельское проявление следует считать генетически связанным с интрузивом золоторудным месторождением с главной минерализацией IOCG-типа и второстепенной Cu-Au-порфировой [5, 6, 7].

Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта НИР № 0381-2019-0004 ИГАБМ СО РАН.

Литература:

1. Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. 123(3). P. 323-333.
2. Chin E.J., Shimizu K., Bybee G.M., & Erdman M.E. On the development of the calc-alkaline and tholeiitic magma series: A deep crustal cumulate perspective. Earth and Planetary Science Letters. 2018. 482. P. 277-287.
3. Du L. et al. Petrogenesis and tectonic implications of the iron-rich tholeiitic basalts in the Hutuo Group of the Wutai Mountains, Central Trans-North China Orogen. Precambrian Research. 2015. 271. P. 225-242.
4. El-Desoky H. M., Khalil A. E., Afifi A. A. Geochemical and petrological characteristics of the high-Fe basalts from the Northern Eastern Desert, Egypt: Abrupt transition from tholeiitic to mildly alkaline flow-derived basalts. Nature and Science. 2015. 13(6). P. 109-132.
5. Ishihara S. Granitoid series and mineralization in the Circum Pacific Phanerozoic granitic belts. Resource Geology. 1998. 48(4). P. 219-224.
6. Kostin A.V. The Rosomakha manifestation – high-productive type of Fe-oxide-Cu-Au mineralization in basalts of the Sette-Daban ridge. Advances in Current Natural Sciences. 2018. 11. P. 115-121.
7. Pollard P. J. An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. Mineralium Deposita. 2006. 41(2). P. 179–187.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society. London. Special Publications. 1989. 42(1). P. 313-345.

МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ХАНГАЛАССКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

**Кудрин М.В.¹, Васильева Т.И.¹, Фридовский В.Ю.¹, Заякина Н.В.¹,
Полуфунтикова Л.И.²**

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов

СО РАН, г. Якутск, kudrinmv@mail.ru

*2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

Изучение минералогии кор выветривания и зон окисления необходимо при освоении золоторудных месторождений, поскольку рудное золото, попадая в приповерхностную область, становится источником для образования вторичного золота и тесно ассоциирует с гипергенными минералами [2]. При этом происходит обогащение, укрупнение и переотложение золота [2, 5]. Широкое развитие процессов гипергенеза установлено на золоторудном месторождении Хангалас, где нами было отмечено образование оксидов железа, сульфатов, арсенатов и глинистых минералов [3]. В 2018 году исследования были продолжены на участках Нагорное, Ожидание, Клич и Двойное Хангаласского рудного узла (ХРУ), где недропользователем были пройдены траншеи и канавы, что позволило получить новый фактический материал.

ХРУ расположен в центральной части крупнейшей на северо-востоке России Яно-Колымской золотоносной провинции. Жильно-прожилково-вкрапленная золото-кварц-сульфидная минерализация приурочена к крупным разрывным нарушениям в своде Нерского антиклинория, сложенного верхнепермскими терригенными отложениями (рис. 1) [4, 7]. Оrogenное золотое оруденение формировалось в начале раннего мела. В позднем мелу-палеоцене происходили процессы горообразования [1]. В конце палеоцена–эоцен-олигоцене в регионе происходила пенепленизация с образованием обширной слаборасчлененной равнины [1]. Вдоль минерализованных зон дробления Хангаласского рудного узла формировались линейные коры выветривания и зоны вторичного обогащения (рис. 1, А, Б). Позднее в русле палеоводотока они были перекрыты неоген-нижнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями террасового комплекса мощностью до 20 м (месторождение Хангалас). На площади повсеместно развита многолетняя мерзлота, мощность

деятельного слоя колеблется от 0,2–0,4 м до 1–2 м, в пределах русла водотоков—до 3–5 м.

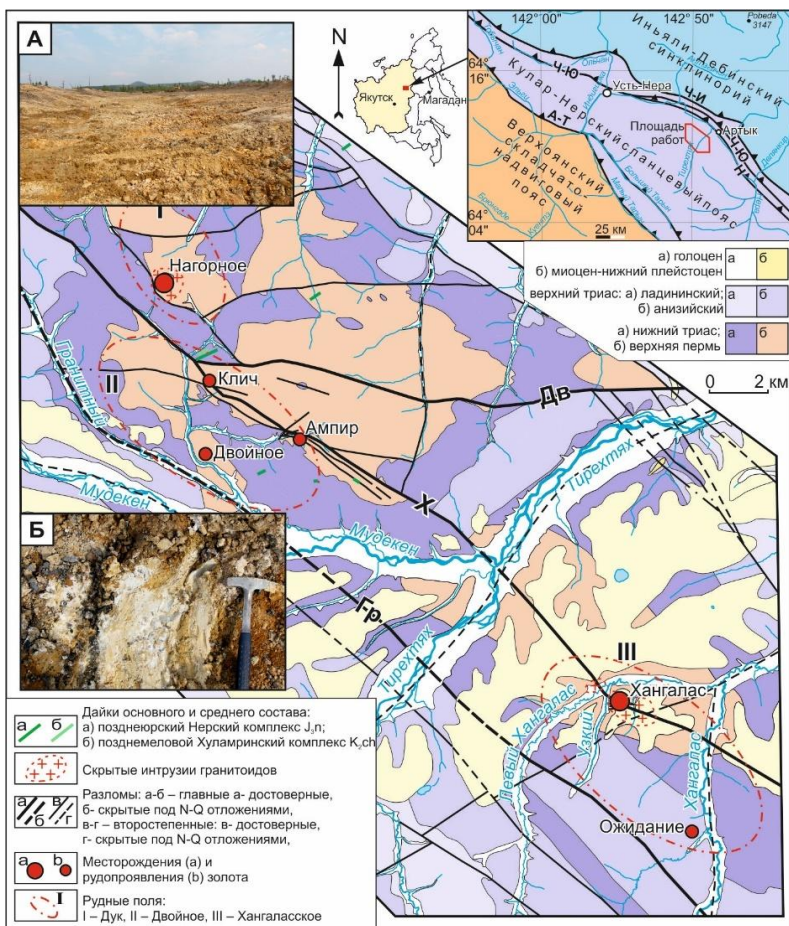


Рис. 1. Схема геологического строения Хангаласского рудного узла и линейная кора выветривания рудопроявления Клич (А, Б). Разломы: Дв – Двойной, Х – Хангаласский, Гр – Гранитный

Участки Нагорное, Ожидание и Двойное расположены на склоновых, а Клич и Хангалас – на выположенных фрагментах гор. Такое положение могло играть важную роль в развитии гипергенной минерализации, когда в одном случае преобладает миграция растворов, а в другом она сведена к

минимуму. Отбор образцов производился из измененных рудных зон и коренных пород, вскрытых поверхностными выработками.

Изучение минерального состава выполнено методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER, съемка образцов проводилась на $\text{CuK}\alpha$ излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале $4,5-65^\circ$ ($2\theta^\circ$), использовали базу данных PDF-2. Для диагностики глинистых минералов дополнительно проводилась съемка образцов, насыщенных этиленгликолем и нагретых при различных температурах ($350-550^\circ\text{C}$). Было проанализировано 19 образцов из коры выветривания и 10 материнской породы.

Состав минералов кор выветривания следующий: *участок Нагорное* (кварц, слюда, каолинит, смектит, иногда гетит, ярозит, гипс, «следы» полевого шпата), *участок Клич* (кварц, слюда, ярозит, гетит, единично встречается гипс), *участок Ожидание* (кварц, хлорит, слюда, редко смектит). Из вышеперечисленных минералов гипергенным можно отнести каолинит, смектит, ярозит, гетит и гипс.

Проанализированные материнские породы представлены песчаниками и алевролитами. Они в основном состоят из кварца, полевых шпатов и слюд, на участке Нагорное, помимо перечисленных минералов, отмечается доломит, а на участке Ожидание – хлорит.

Минералами начальной стадии гипергенеза являются гидрослюды и смектиты, которые образуются по полевым шпатам и слюдам. Конечным продуктом разложения почти всех алюмосиликатных пород, в результате полного выноса катионов, является образование каолинита [6]. Во всех образцах, изученных кор выветривания установлено значительное уменьшение количества полевых шпатов. Участок Нагорное отличается от участков Клич и Ожидание появлением каолинита.

Таким образом, проведенные исследования показали:

- Коры выветривания сложены, в основном, кварцем, преобладающими глинистыми минералами являются слюда и каолинит, реже встречаются смектит и хлорит;

- суглинисто-алевритистая кора выветривания участков Клич и Ожидание образовалась, главным образом, за счет физического разрушения кварцевых жил и вмещающих пород. Глинистых минералов из группы смектитов и гидрослюд не установлено;

- на участке Нагорное в зонах разрывных нарушений проявлены каолиновые глины, но масштабной коры выветривания не сформировалось;

- коры выветривания не установлены на участке Двойное.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00336.

Литература:

1. Амузинский В. А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Я.: Изд-во ЯГУ. 2005. 248 с.
2. Калинин Ю. А. и др. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 241–257.
3. Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И. Минералы зоны окисления золоторудного месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Мат. VIII Всеросс. научно-практ. конф., в 2 т.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Я.: Изд. дом СВФУ. 2018. С. 77–80.
4. Кудрин М.В., Фридовский В.Ю. Структурные условия локализации оруденения Хангаласского рудного узла (Северо-Восток Якутии) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Мат. IV Всеросс. конф. с международ. участием. Владивосток. С.266–269.
5. Майорова Т. П. и др. Наноразмерное золото в зоне гипергенеза // Вестник института геологии КНЦ УО РАН. 2012. №. 10. С. 35–39.
6. Соколова М. Ф. Интерпретация структурных особенностей глинистых минералов и минералов свободного глинозема в корях выветривания и осадочных породах: (Метод. руководство) // М-во геологии СССР. Н.: СНИИГТИМС, 1974. 88 с.
7. Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. and Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. Т. 8. № 7. С. 270.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ УНИКАЛЬНЫХ PGE-CU-NI МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Криволуцкая Н.А.¹, Долгаль А.С.⁴, Макарьева Е.М.⁵, Беляцкий Б.В.⁶, Бычкова Я.В.², Асавин А.М.¹

*1 - Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
РАН, г. Москва, nakriv@mail.ru*

*2 - Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г.
Москва,*

3 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,

4 - Пермский государственный университет, г. Пермь,

5 - Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург,

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

Проблемы формирования рудных месторождений в пределах Больших Магматических Провинций (БМП, или LIPs) [1, 2, 6, 7] относятся к

важнейшим проблемам современной геологии. Именно для БМП наиболее остро стоит вопрос о генетической связи рудообразования с магматизмом [8], поскольку многие месторождения стратегических металлов сосредоточены в их пределах. Крупнейшая в мире континентальная Сибирская трапповая провинция является наиболее ярким примером сочетания богатых Pt-Cu-Ni руд и огромного объема базитовых пород. Именно в Арктической ее части (южный Таймыр и Норильский район) локализованы суперкрупные месторождения, связанные с ультрабазит-базитовыми интрузивам [3, 4, 10]. В настоящий момент они на 90% обеспечивают Россию металлами платиновой группы и никелем, спрос на которые постоянно возрастает. Их высокая экономическая значимость для мировой экономики остро ставит вопрос о возможности открытия подобных объектов в других районах Сибири, а также в других трапповых провинциях мира - Эмейшанской, Деканской и т.д. Ответ на этот вопрос можно получить, только обладая фундаментальными знаниями о процессах образования уникальных Pt-Cu-Ni руд, в частности норильских. Между тем, причины локализации месторождений на севере провинции редко рассматриваются в модельных построениях и до сих пор остаются дискуссионными [5, 9].

Для решения данной проблемы авторы поставили перед собой задачу выявить специфику строения и особенности магматизма зон, в которых расположены месторождения, по сравнению с другими районами трапповой провинции, что обычно не учитывается при рассмотрении их генезиса. Для исследования были выбраны Маймеча-Котуйский район, Тунгусская синеклиза, Ангара-Тассевской впадина, долины рек Куломбэ и Ангара. Изучение магматических пород трапповой формации включало исследование как вулканических, так и интрузивных образований, в которых изучался состав главных компонентов (XRF, ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев), редких элементов (ICP-MS, МГУ, аналитик Я.В. Бычкова) и радиогенных изотопов Sr, Nd и Pb (ВСЕГЕИ, аналитик Б.В. Беляцкий), а также выполнялся комплекс палеомагнитных исследований (МГУ, ИФЗ, исполнитель А.В. Латышев).

Особое внимание было уделено интрузивным образованиям указанных районов. Было установлено, что максимальное разнообразие составов характерно для интрузивов северной части провинции, а именно Норильского, Маймеча-Котуйского и Таймырского районов. Составы изученных здесь пород варьируют в широких пределах: от ультраосновных, щелочных и субщелочных до толеитовых нормальной щелочности. Они обладают как мантийными характеристиками (отсутствие Ta-Nb, Pb аномалий, высокие положительные значения $\epsilon_{Nd} = 4-4,0$ и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr=0,703$ (Дюмталейский массив на Таймыре и серия ультраосновных даек), так и отличаются чисто коровыми значениями Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr=0.711$), $\epsilon_{Nd} = -9,0$ и спектрами распределения редких элементов.

Совершенно иная картина возникает при рассмотрении интрузивов южной части провинции (Тунгусской синеклизы, Ангара-Тасеевской впадины). Все изученные массивы (n=26; катангский, курейский комплексы) отличаются выдержанностью состава, типичного для траппов Сибири (мас.%): 6-7 MgO, 1,6-1,8 TiO₂, 0,4 K₂O. Практически не варьируют и изотопные характеристики пород (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,705–0,706; ε_{Nd} =+1 - +2). По составу интрузивы южной части платформы близки к массивам норильского комплекса, но являются заметно менее магнезиальными и более титанистыми (TiO₂=1,8 мас.%, по сравнению с 10–12 MgO и 0,8–1,0 TiO₂ в норильских интрузивах). Исследование многообразных вулканических пород позволяет сделать тот же вывод, что вытекает из рассмотрения интрузивных образований: максимальное разнообразие составов типично для северных районов провинции, а именно – Таймыра, Маймеча-Котуйского района и Норильска.

Чем обусловлена такая разница в составах различных частей Сибирской трапповой провинции? Ответ на этот вопрос дает изучение строения изученных территорий комплексом геофизических методов. На севере магматизм проявлен в палеорифтовых зонах – Енисей-Хатангской и Норильско-Игаркинской, характеризующихся длительность развития и специфическим составом магма, в то время как на юге он локализован в пределах Сибирской платформы. Именно этот фактор явился решающим в формировании месторождений, поскольку длительное развитие рифтогенных структур способствовало протеканию здесь разнообразных геологических процессов, способствовавших многоступенчатому концентрированию сульфидного вещества в мантии и глубинных зонах земной коры. Трапповые магмы вынесли в приповерхностные камеры большой объем сульфидов в тонкодисперсном виде, которые сформировали PGE-Cu-Ni руды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70094).

Литература:

1. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма. ДАН. 1997. Т. 354. С.220-223.
2. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды. Геология и геофизика. 2005. № 9. С. 870–890.
3. Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. 2011. Платина России: состояние и перспективы // Платина России. Т. 7. К.: С. 12–52.
4. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Н.: Наука. 1978. 248 с.
5. Barnes S. J., Mungall J. E., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C. M., Holwell D. A., Lightfoot P. C., Krivolutsкая N. A., and Wei, B. Sulfide-silicate textures in magmatic

Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores. American Mineralogist. 2017. 102. P. 473–506.

6. Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary //Science. 1992. V. 258. P. 1760–1763.

7. Coffin N.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces: crustal structure dimensions and external consequences //Rev. Geoph. 1994. V. 32. P. 1-36.

8. Ernst R. Large Igneous Provinces. Elsevire. 2014. 652 p.

9. Krivolutskaya N., Gongalsky B., Kedrovskaya T., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Chikatueva V., Bychkova Ya., Kovalchuk E., Kononkova N., Yakushev A. Geology of the Western Flanks of the Oktyabr'skoe Deposit, Noril'sk District, Russia: Evidence of a Closed Magmatic System. Mineralium Deposita. 2018.

10. Malich, K.N., Belousova, E.A., Griffin, W. L., Badanina, I. Yu, Latypov R.M., Sluzhenikin, S. F. New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr provinces, Russia: evidence from radigenic and stable isotope data. In: Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time. 2017. Chapter 7. P. 198–237.

«ГОРЧИЧНОЕ» ЗОЛОТО В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЕРЕНТАЛ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Литвиненко И.С., Шилина Л.А.

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

Рудопроявление Берентал входит в состав Нижне-Мякитского рудно-россыпного узла Хурчан-Оротуканской золотоносной зоны на юго-восточном фланге Яно-Колымского золотоносного пояса. В геологическом отношении это зона юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы в близи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Нижне-Мякитский рудно-россыпной узел приурочен к Берентальскому штоку и восточному крылу одноименной интрузивно-купольной структуры. Берентальский шток сложен раннемеловыми лейкократовыми гранитами. На восточном крыле Берентальской структуры развиты раннетриасовые отложения, представленные глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевритами и аргиллитами.

Рудопроявление Берентал представлено зонами сульфидно-кварцевого прожилкования в березитизированных гранитах в северной части Берентальского штока. Рудная минерализация в кварцевых жилах и прожилках составляет 5–30%. В протолочке из кварцевой жилы обнаружены магнетит и пирит, в небольшом количестве арсенопирит, галенит, сфалерит, акантит; в аншлифах – арсенопирит, пирит, галенит, кобеллит и галеновисмутит [1]. В отмеченной протолочной пробе выявлены единичные зерна самородного золота пробностью 591‰. По представлениям В.М. Кузнецова с соавторами [1] на рудопроявлении Берентал имеет место совмещение золото-редкометальной и более поздней золото-серебряной минерализации. Новые данные о характере минеральных ассоциаций низкопробного самородного золота в россыпных месторождениях и рудопроявлении Плацдарм [2, 3] позволяют предполагать, что на рудопроявлении Берентал становление оруденения связано с различными стадиями развития единой золото-редкометальной рудно-магматической системы.

Авторами исследована шлиховая проба (37 кг), отобранная из реликтов зоны окисления руд в минерализованной тектонической зоне в гранитах. Основная масса тяжелой фракции шлиха представлена сульфатом свинца в виде самостоятельных зерен и псевдоморфоз по галениту. В подчиненном количестве присутствуют оксиды и гидроксиды свинца, железа и марганца, выветрелые зерна биотита, галенит, небольшую долю составляют пирит, арсенопирит, гранат, в единичных зернах – ковеллит, самородные золото и свинец. В обломках рудного материала установлены галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, лёллингит, пирротин.

Самородное золото представлено двумя разновидностями: монолитное и микропористое.

Монолитное золото составляет 44.8%. Оно представляет гипогенные выделения, поступившие в материал зоны окисления из первичных руд. Преобладают комковидные и уплотненно-комковидные разности. Пробность золота, определенная на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 фирмы «KarlZeiss» с рентгеновской системой энергодисперсионного микроанализа Quantax корпорации «Bruker» (аналитик Е.М. Горячева, СВКНИИ ДВО РАН), колеблется от 499 до 934‰. Выделяется четыре группы (генерации) золота: весьма низкопробная (450–500‰), низкопробная (600–700‰), умереннонизкопробная (700–800‰) и средне-высокопробная (850–950‰). Низкопробная, умеренно низкопробная и средне-высокопробная группы

золота присутствуют примерно в равных пропорциях (соответственно 24, 31 и 37%), весьма низкопробная играет подчиненную роль (7%). Средняя проба золота 759‰.

На *микропористые выделения*, получившие в минералогическом обиходе название «горчичное» золото, приходится 55.2%. При оптических исследованиях в монтированных аншлифах «горчичное» золото воспринимается как монолитные выделения темно-бурого цвета. Под электронным микроскопом при увеличениях более 3.5 тыс. раз просматривается его микропористое строение.

Самостоятельные выделения «горчичного» золота представлены массивными комковидными зернами менее 0.1 мм с остроугольными очертаниями и мелкоямчатой поверхностью. С поверхности они имеют желтый, а на срезе в монтированном аншлифе – темно-бурый цвет. Желтый цвет их поверхности обусловлен наличием на них тонкой пленки монолитного самородного золота (рис. 1).

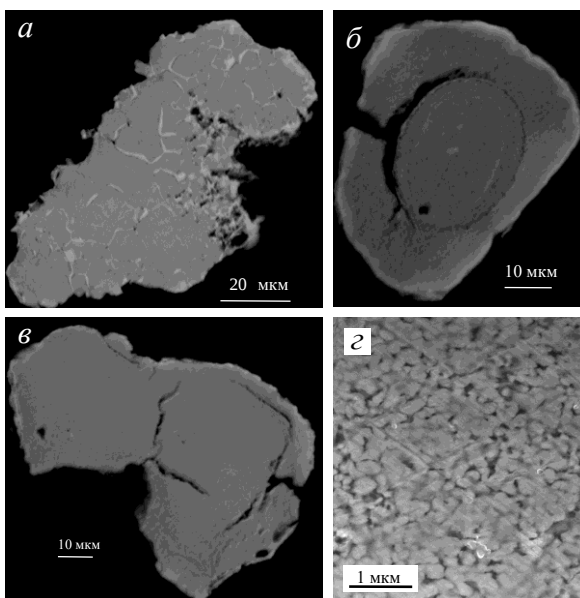


Рис. 1. Выделения «горчичного» золота (серое) с микропрожилками монолитного золота (светло-серое) (а), с концентрически-зональным строением («трещинами усыхания» (б) и оболочкой монолитного золота (светло-серое); текстурное сложение «горчичного» золота (г). Монтированный аншлиф. РЭМ «SIGMA HD» (ННЦМБ ДВО РАН, Д.В. Фомин)

Распределение микропор носит неравномерный характер. Наряду с микропористыми, в краевых частях среза зерен отмечаются относительно монолитные (ультрамикропористые) участки. Характерной особенностью является наличие в ряде зерен микропрожилков монолитного самородного золота (рис. 1, а), концентрически-зонального строения (рис. 1, б), глубоких «трещин усыхания» (рис. 1, в). Сложены зерна «горчичного» золота весьма высокопробными (около 1000‰) сросшимися между собой в точках соприкосновения микрочастицами – глобулами – самородного золота, размер которых составляет десятые доли микрометра (см. рис. 1, г). В одном зерне отмечались участки, пробность «горчичного» золота на которых составила 880–904 ‰. В ряде зерен на отдельных участках отмечались невысокие (1,85–3,75 мас.%) концентрации хлора. Выявленный сросток «горчичного» золота связан с низкопробной золотиной (631–643‰). «Горчичное» золото в нем имеет зональное строение с колебанием пробности по зонам от 941 до 1000‰.

Присутствие в «горчичном» золоте хлора, «трещин усыхания» указывают на возможность его отложение из истинных (из хлоридных комплексов) и коллоидных растворов. Но глобулярное строение выделений «горчичного» золота, наличие трещин и полостей между микроагрегатами глобул, свидетельствует, что вероятнее всего, оно образовалось в результате разложения в зоне окисления золото-серебряных сульфидов, а также весьма низкопробного самородного золота. Очевидно, первой стадией на пути превращения золото-серебряных сульфидов и весьма низкопробного золота в «горчичное» золото был их распад на субграфические и микросубграфические сростания самородного золота с сульфидом серебра и самородным серебром. Вторая стадия включала в себя выщелачивание из образовавшихся агрегатов микрочастиц сульфидов серебра и самородного серебра с постепенным перераспределением возникающих пустот, частичной перекристаллизацией, образованием монолитных прожилков и пленок.

Литература:

1. Кузнецов В.М., Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудоносность Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 4. С. 37–51.
2. Литвиненко И.С., Шилина Л.А. Гипергенные новообразования золота из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, Северо-Восток России // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 75–90.
3. Литвиненко И.С., Шилина Л.А. Типоморфизм самородного золота рудопроявления Плацдарм (Северо-Восток России) // Чтения памяти академика К.В.Симакова: Мат. докладов Всеросс. науч. конф. М.: ОАО «МАОБТИ», 2017. С. 88–90.

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЗЯМУСЫ-ХАНКАЙСКОЙ ГРАФИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Молчанов В.П., Андросов Д.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
vpmol@mail.ru*

Многие наукоемкие технологии, являющиеся показателями уровня развития промышленного производства передовых стран, немыслимы без использования графита. Уникальные свойства этого минерала вместе с последними открытиями в области ядерной энергетики, электроники и нанотехнологий полностью поменяли наше представление о возможностях его использования. В странах Европейского союза и Китае графит внесен в список критических минералов. Основные месторождения высококачественного кристаллического графита располагаются в Китае, Индии, Бразилии, Чехии, Канаде и Мексике. При этом, основным производителем и экспортером графитового сырья является Китай. Немногочисленные российские предприятия, специализирующиеся на добыче графита, лишь в малой степени обеспечивают потребности нашей страны в графитовой продукции. Основная часть кристаллического графита ввозится из-за рубежа. Одним из направлений обеспечения национальной безопасности России является создание новых центров добычи и переработки графитовых руд высокого качества.

Высокоуглеродистые породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР. Только в Приморском крае они образуют широкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении на многие десятки километров вдоль границы Ханкайского и Цзямусы террейнов от г. Дальнереченска на севере через г. Лесозаводск до г. Цзиси (провинция Хэйлунцзян, КНР). В пределах зоны установлен ранний этап регионального метаморфизма низкоградиентного широкозонального типа в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, возраст которого составил 730 млн. лет. Поздний этап метаморфизма от гранулитовой до зеленосланцевой фаций связан с коллизионными событиями на рубеже кембрия и ордовика. Одним из важнейших результатов геологических исследований последних десятилетий в пределах этой зоны является открытие [3] проявлений

благороднометалльно-редкоземельной минерализации. В ее северной, российской, части (Дальнереченская площадь) выявлено пять месторождений (наиболее крупное из них - Филинское), в центре (Лесозаводская площадь) расположено свыше тридцати объектов (в том числе известные месторождения графита Тамгинское и Тургеневское), а в южном, китайском, сегменте (Машаньская площадь) размещено около сорока месторождений, в том числе и графитоворудный гигант Люмао, на долю которого приходится более половины мировой добычи кристаллического графита. Учитывая широкое площадное проявление металлоносных графитизированных пород при их значительной мощности по вертикали (до 3000 м), можно полагать, что они, помимо графита, аккумулируют значительные ресурсы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Было предложено [4] объединить упомянутые графитоносные площади в одну Цзямусы-Ханкайскую провинцию. Однако, на фоне детально изученных проявлений благороднометалльно-редкоземельной минерализации центральной части провинции южный и северный фланги в российской геологической литературе освещены слабо. Многие вопросы происхождения и концентрирования БМ и РЗЭ, их связей с углеродистым веществом требует серьезного уточнения, что и определило необходимость проведения дополнительных изысканий. Главными инструментами послужили результаты изотопно-углеродных исследований металлоносных образований. Отбор проб осуществлялся из карьеров и керн буровых скважин, обнажений вмещающих пород и рудных образований большинства известных к настоящему времени объектов Дальнереченской, Лесозаводской и Машаньской графитоносных площадей.

Изотопный анализ углерода в графитизированных породах проведен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [1]. Анализируемый образец смешивают с порошком оксида меди, предварительно прокаленного при 900°С на атмосфере в течение 30 минут. Готовую смесь помещают в кварцевый реактор, загружают реакционную колонку и откачивают $\leq 10^{-3}$ мм.рт.ст. для удаления сорбированных газов и паров воды. Окисления углерода проводят в вакууме при температуре 850°С. Эффективность конверсии обеспечивает предварительно нагретая до 850°С колонка CuO. Продукты реакции вымораживают в ловушку -

196°С и производят криогенную очистку CO₂. Воспроизводимость метода составляет ≤0,1‰.

Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить «визитная карточка» Цзямусы-Ханкайской провинции - графит, а точнее изотопный состав его углерода. Образование графита в природе, как отмечалось ранее [2], возможно при метаморфизме органического вещества, воздействии магматических интрузий на карбонатные породы, восстановлении из флюида мантийного происхождения, насыщенного CH₄, CO, CO₂. Поскольку эти источники характеризуются различными величинами изотопных соотношений ¹³C/¹²C, то эти параметры можно считать индикаторами генезиса графита. Так, изотопные характеристики углерода органического вещества варьируют в диапазоне δ¹³C от -17 до -40‰ при средних значениях -26... -28‰ [5]. Морские карбонаты (δ¹³C от -2 до +2‰) и мантийный углерод (от -5 до -7‰) по изотопно-углеродному весу значительно тяжелее органического вещества [6]. В нашем случае все эти источники графитов совмещены в пределах Цзямусы-Ханкайской провинции, что несколько усложняет интерпретацию полученной изотопной информации. Наиболее подходящими для выяснения источников рудного вещества являются графиты из гранитогнейсов или сланцев, поскольку в этом случае можно избежать влияния изотопного обмена с карбонатным углеродом.

Как показали наши исследования, графиты российских гранито-гнейсов по изотопному составу обладают достаточно высокой степенью гомогенности и изменяются в интервале от -2,1 до -8,8‰, что указывает на мантийный источник углерода. При этом, значения δ¹³C графита Филинского месторождения (нижняя свита рудовмещающего разреза) меняются в пределах от -2,1 до -5,5‰, тогда как графитам Тургеневского месторождения (Западный участок), локализованного в породах верхней свиты, характерны более низкие значения δ¹³C (от -8,5 до -8,8‰). Еще более изотопно-легким оказался графит китайских гранито-гнейсов (δ¹³C достигает -11,5‰).

Аналогичную картину мы наблюдаем при сопоставлении изотопных составов графитов российских и китайских сланцев. Диапазон изменений δ¹³C из зон дробления сланцев Филинского месторождения составил от -11,1 до -11,5‰. Графит из сланцев Тургеневского месторождения (Восточный участок) содержит в себе более изотопно-легкий углерод с δ¹³C от -19,3 до -23,6‰. Близкие значения δ¹³C характерны и для графита из сланцев Люмао (до -23,5‰).

Резюмируя вышесказанное отметим, что полученные данные по изотопии углерода графитов российских и китайских месторождений позволяют полагать об участии в формировании сингенетичной им рудной минерализации провинции, по меньшей мере, два изотопно-контрастных источника: флюидов мантийного происхождения и осадочных пород с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода графита изученных объектов ($\delta^{13}\text{C}$ от $-2,1$ до $-23,6\%$) отражает различный вклад биогенного углерода. В любом случае, главными поставщиками углерода при формировании благороднометалльно-редкоземельно-графитоносных руд Цзямусы-Ханкайской провинции были глубинные флюидные потоки.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00910.

Литература:

1. Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Рейзе М.В., Кияшко С.И. Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // Масс-спектрометрия. 2006. Т. 3. № 3. С. 169–174.
2. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М: Недра. 1968. 226 с.
3. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // Доклады РАН. 2004. Т. 379. № 4. С. 524–529.
4. Ханчук А.И., Сун Фенгуй, Молчанов В.П., Гребенникова А.А., Гребенников А.В. Благородные металлы в графитосодержащих породах месторождения Люмао (Китай) // Доклады РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 80–82.
5. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Berlin: Springer. 2015. 402 p.
6. Luque, F., Crespo Feo, E., Barrenechea, J., Ortega, L. Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history // Geoscience Frontiers. 2012. V. 3. P. 197–207.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУД ХАТЫРХАЙСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Никифорова З.С., Анисимова Г.С., Каженкина А.Г.

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

Хатырхайский рудно-россыпной узел расположен в центральной части Верхнеамгинского золотоносного района Алдано-Становой

металлогенической провинции. Центральную часть узла занимает позднемезозойский субщелочной массив (г. Шайтан), представленный многофазной интрузией монцонитов-авгитовых сиенитов лебединского монцонит-сиенитового комплекса. На контактах с интрузией г. Шайтан осадочные породы мраморизованы, скарнированы. Скарны и скарнированные породы с наложенной кварц-сульфидной минерализацией слабозолотоносны. Рудоносными отложениями являются мраморизованные, скарнированные доломиты, пластовые интрузии лампрофиров, а также метасоматически изменённые сиениты.

Россыпная золотоносность установлена еще в начале прошлого века в ручьях Крутой, Таяхтах и Горелый, дренирующих венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, прорванных силлами и дайками лампрофиров и сиенит-порфиров. Россыпь руч. Крутого находится в основном поле развития верхнеархейских пород, сложенных гранито-гнейсами, вмещающих в себя золотое оруденение в березитизированных гнейсах с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Россыпное золото руч. Горелый, Крутой и Таяхтах характеризуется однотипными минералого-геохимическими особенностями [2]. Золото имеет рудный облик и представлено в основном слабоокатанными гемидиоморфными индивидами, фракцией 0,1-0,25 мм и пробностью 900-999‰. При изучении включений в россыпном золоте установлено преобладание микронных включений теллуридов, представленных теллуровисмутитом (Bi_2Te_3), петцитом (Ag_3AuTe_2), гесситом (Ag_2Te), галеновисмутитом PbBi_2S_4 и алтаитом PbTe . В единичных случаях в россыпном золоте руч. Крутой и Таяхтах выявлены микровключения калаверита (AuTe_2). В золоте из сульфидов чаще всего встречаются микровключения галенита (PbS), сфалерита (ZnS), гринокита (CdS) и переходная минеральная фаза сфалерит-гринокита (ZnCdS), иногда отмечаются единичные включения халькопирита (CuFeS_2). В некоторых золотилах установлены включения редкоземельных фосфатов – монацита (Ge , La , Nd) $[\text{PO}_4]$ и ксенотима YPO_4 . В руч. Таяхтах выявлены отдельные зерна золотинов в виде сростков с гематитом, гематит-лимонитовым и кварц-гематит-лимонитовым агрегатами. Микровключения породообразующих минералов (кварц, КППШ, кальцит, Fe-алюмосиликаты) наблюдаются только в краевых частях золотинов.

Обнаружение в россыпном золоте в виде примесей элементов платиновой группы (г/т) Pt – 330, Pd – 370; а также Co – 430, Ni – 410 и микровключений теллуридов, галеновисмутита свидетельствуют, что коренными источниками золота являются золотоскарновые тела,

приуроченные к зонам экзоконтактов интрузива и даек граносиенитов. Выявленные микровключения в россыпном золоте Хатырхайского рудно-россыпного поля позволили установить широкий спектр как рудообразующих, так и породообразующих минералов, соответствующих минеральному составу рудных тел Хатырхайского поля.

В пределах Хатырхайского поля, в зоне развития даек граносиенитов и выходов гранито-гнейса рудные минералы в минерализованных зонах представлены халькопиритом, пиритом, теллуrowисмутитом (Bi_2Te_3), борнитом, сфалеритом, галенитом, самородным золотом, обнаружены единичные выделения теннантита, бурнонита, гринокита, медистого золота самородного алюминия и интерметаллидов Cu, Al, Sn [1].

Микроскопическое золото выявлено в лимонит-гетитовом материале и спорадически в скарнированных породах. Форма золотин неправильная, иногда овальная. Размеры не превышают 0,1 мм, пробность золота 952‰, в нем установлены примеси Bi (до 0,33%), Hg (до 0,31%), Cu (до 0,17%) и Pb (до 0,15%). Халькопирит - основной рудный минерал кварцевых прожилков, пронизывающих измененные гранито-гнейсы, в котором часто отмечаются обильные выделения теллуrowисмутита. Пирит встречается повсеместно в виде вкрапленности и гнезд. Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3) выявлен в тесной ассоциации с халькопиритом в кварцевых прожилках по березитизированному гранито-гнейсу и обнаружен как в виде включений в халькопирите, так и в виде самостоятельных вкраплений в кварце, иногда наблюдается замещение теллуrowисмутита редкоземельным фосфатом – монацитом. На участке Крутой впервые в халькопирите и гетите установлены единичные выделения теннантита $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$. Галенит и бурнонит обнаружены в кварцевом прожилке в березитизированном гранито-гнейсе. Монацит (редкоземельный фосфат) часто встречается в руч. Крутой в ассоциации с рудными минералами: халькопиритом, пиритом, теллуrowисмутитом и акцессорными минералами – апатитом, рутилом. Редкоземельные элементы представлены La, Ce, Nd с преобладанием церия. Барит (BaSO_4) обнаружен в рудовмещающих березитизированных сиенитах, он образует аллотриоморфные вкрапления по краям, замещаемые гетитом и встречается в ассоциации с алюмосиликатами. Интерметаллиды иногда отмечаются в тесной ассоциации с халькозином. Гипергенные минералы представлены гетитом, развивающимся по пириту и халькопириту. Теллуриды висмута замещены по краям теллуридом висмута (смирнитом?). Ковеллин окаймляет выделения халькопирита.

Акцессорные минералы рудовмещающих пород характеризуются рутилом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

И так, на основе проведенных исследований в пределах Хатырхайского рудно-россыпного поля установлены следующие рудные минералы: гематит, халькопирит, пирит, теллуровисмутит (Bi_2Te_3), сфалерит, галенит, борнит, самородное золото Au и Al , интерметаллиды Cu , Al , Sn . Обнаружены единичные выделения теннантита, бурнонита, гринокита и медистого золота. Выявлены жильные минералы кварц, доломит и кальцит. Акцессорные минералы рудовмещающих пород представлены рутилом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом, баритом, сванбергитом, голландитом. Гипергенные минералы – гетитом, гидрогетитом, ковеллином, халькозином, теллуритами висмута.

В целом установлено, что россыпное золото ручьев Горелый, Крутой и Таяхтах и микроминеральные включения в нем, а также самородное золото и рудные минералы в мраморизированных скарнированных доломитах, пластовых лампрофирах и метасоматически измененных сиенитах однотипны и представлены высокопробным золотом и минералами в основном теллуридами, сульфидами, а иногда редкоземельными фосфатами. Обнаружение как в шлиховом золоте, так и в золотоносной руде таких минералов как теллуровисмутита и галеновисмутита, характерных для золотоскарновых месторождений, свидетельствует, что основными источниками золотоносности Хатырхайского поля являются скарновые тела, приуроченные к зонам экзоконтактов монзонит-сиенитовых интрузивных тел с вмещающими карбонатными породами.

Сопоставление результатов изучения типоморфных особенностей россыпного золота и рудных минералов Хатырхайского узла позволяет обосновать, что коренными источниками россыпного поля является золото-скарновый тип оруденения (лебединский), проявленные вскарнированных породах и березитизированных гранито-гнейсах.

Таким образом, результаты изучения минералогических особенностей россыпного золота и закономерности его распределения по ручьям Крутой, Таяхтах, Горелый, а также сопоставление микровключений с золотом и рудными минералами с геолого-структурной позицией и проявлением щелочного магматизма на этих участках, дает основание расширить площадь формирования оруденения лебединского типа на всей территории Хатырхайского рудно-россыпного узла.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта НИР № 0381-2019 – 0004 ИГАБМ СО РАН.

Литература:

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золотое оруденение лебединского и куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия) // Отечественная геология, 2018. № 5 С. 3–13.
2. Никифорова З.С. Каженкина А.Г. Типоморфизм россыпного золота Хатырхайского рудно-россыпного узла (Верхнеамгинская площадь) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 2. № 24. С. 39–48.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОГО СКЛОНА

Ним Ю.А., Гоголева Л.П., Илларионова М.Г.

*Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г.
Якутск, gmpirmpi@mail.ru*

При геоэлектрических исследованиях геологических объектов технология электромагнитного поля обычно рассматривается применительно к горизонтальной плоскости рельефа земной поверхности. На практике наблюдения электромагнитного поля, как правило, производятся в условиях пересеченной местности [2,4]. В этих случаях горизонтальная неоднородность земной поверхности искажает результаты наблюдений. В связи с этим имеет смысл оценить влияние рельефа на результаты наблюдений электромагнитного поля, в частности импульсного, как одного из наиболее широко используемого в современной практике.

Строгое аналитическое решение такой электродинамической задачи в общем виде встречает существенные сложности, поэтому рассмотрим влияние рельефа на примере простой горизонтальной неоднородности, аппроксимированной известной наклонной плоскостью S применительно к дипольным технологиям [1,3].

Источник поля в виде вертикального магнитного диполя поместим в начало декартовой системы координат x, y, z , совмещенный с цилиндрической r, ϕ, z , расположенной на поверхности склона, образующего угол наклона α с горизонтальной поверхностью. В этом случае задача заключается в определении импульсного электромагнитного поля вертикального магнитного диполя наклоненного под углом α к горизонту. Как известно, эта задача решается векторным сложением полей

вертикального и горизонтального магнитных диполей координатной системы x', y', z' , образованной поворотом на угол α координатной системы x, y, z , совмещенной оси x' с поверхностью склона, в которой поверхность склона совмещается с осью x' (рис.1).

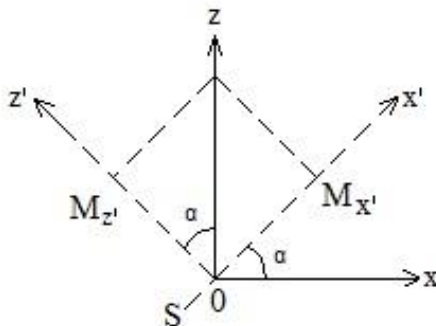


Рис. 1. Система координат, используемая при расчете магнитного поля вертикального магнитного диполя, расположенного на негоризонтальной поверхности проводящего полупространства.

В нашем случае измеряя компоненты перпендикулярную и параллельную склону, находим поле наклонного вертикального магнитного диполя сложением этих компонент в координатах x', y', z' .

$$B_{z'}^H(t) = \frac{3M_z}{2\pi S} \frac{a'(2a'^2 - 3r'^2)}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S} + 2h' + z'\right)^2 + r'^2\right]^{7/2}} + \frac{3M_x}{2\pi S} \cos \varphi a' \frac{a'^2 + 4r'^2}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S} + 2h' + z'\right)^2 + r'^2\right]^{7/2}} \quad (1)$$

где $a = \frac{2t}{\mu S} + 2h' + z'$, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м - магнитная проницаемость, M_z ,

$M_x = 1$ - момент магнитного диполя, $S=1$ - продольная проводимость пласта, r, φ, z - цилиндрические координаты совмещенные с декартовой x, y, z , $t=0.0001$ мкс, h - расстояние от плоскости S до источника поля.

Исходные координаты x, y, z находятся по формуле:

$$x = x' \cos \alpha - z' \sin \alpha$$

$$z = x' \sin \alpha + z' \cos \alpha$$

$$B_z^H = B_z^z \cos \alpha + B_z^x \sin \alpha + B_z^x \sin \alpha - B_z^z \cos \alpha$$

Выразим $B_z^H(t)$ в исходных координатах:

$$\begin{aligned} B_z^H(t) = & \frac{3M_x}{2\pi S} \cos \varphi a \frac{a^2 + 4r^2}{[(\frac{2t}{\mu S} + 2h + z)^2 + r^2]^{7/2}} \cos \alpha + \\ & + \frac{3M_z}{2\pi S} \sin \alpha \frac{a(2a^2 - 3r^2)}{[(\frac{2t}{\mu S} + 2h + z)^2 + r^2]^{7/2}} - \\ & - \frac{3M_x}{2\pi S} \cos \alpha \cos \varphi a \frac{a^2 + 4r^2}{[(\frac{2t}{\mu S} + 2h + z)^2 + r^2]^{7/2}} + \\ & + \frac{3M_z}{2\pi S} \sin \alpha \frac{a(2a^2 - 3r^2)}{[(\frac{2t}{\mu S} + 2h + z)^2 + r^2]^{7/2}} \end{aligned} \quad (2)$$

где $a = \frac{2t}{\mu S} + 2h + z$, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м - магнитная проницаемость, M_z ,

$M_x = 1$ – момент магнитного диполя, $S=1$ – продольная проводимость пласта, r , φ , z – цилиндрические координаты совмещенные с декартовой x , y , z , $t=0.0001$ мкс, h – расстояние от плоскости S до источника поля.

Приведенное выражение учитывает влияние угла наклона склона на результаты зондирования методом переходных процессов. При измерении дипольной установкой в случае расположения приемника впереди вверх по склону ее координата определяется величиной $z=rs \sin \alpha$, а если наблюдения ведутся вниз по склону, то угол отрицательный [1].

Литература:

1. Вешев А.В., Ивочкин В.Г., Игнатьев Г.Ф. Электромагнитное профилирование. Недра, 1971. – 216 С.
2. Исаев Г.А., Ним Ю.А., Рабинович. Тонкий низкоомный пологозалегающий пласт в поле вертикального магнитного диполя // Геофизические методы поисков и разведки месторождений рудных полезных ископаемых. Тр. СНИИГГиМС. Вып. 172, 1973. – с. 51-57.
3. Ивочкин В.Г., Нахабцев А.С. Учет влияния рельефа в виде наклонной плоскости при электромагнитном профилировании. Вопросы геофизики. Уч. зап. ЛГУ. №333. Вып. 17, 1967. – с. 57-87.
4. Электроразведка методами ЗСБ и МПП при поисках нефтегазовых и глубокозалегающих рудных месторождений Сибири. Сб. науч. тр. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1989. – 143 С.

СИЛИКАТНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛАХ РОССЫПЕЙ Р. АНАБАР КАК ИНДИКАТОРЫ ИХ МАТЕРИНСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Округин А.В.¹, Земнухов А.Л.²

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

Якутск, okrugin@diamond.ysn.ru

2 - АО «Алмазы Анабара», г. Якутск

На северо-востоке Сибирской платформы в бассейнах рек Анабар, Оленек и Лена распространены площадные комплексные россыпи алмаза, содержащие постоянно мелкую фракцию (обычно менее 0,5 мм) золота и платины [2, 4 и др.]. Они не имеют установленных коренных источников и в связи с этим с 1996 г. в рамках договорных работ проводимых ИГАБМ и ОАО «Нижне-Ленское», затем «Алмазы Анабара», нами делаются попытки выявить возможные материнские породы россыпной платины на основе изучения типоморфизма минералов платиновой группы (МПП). В последнее десятилетие в отвалах алмазоносных россыпей рек Маят, Эбелях и низовьев р. Большая Куонамка методом шлюзового обогащения было установлено наличие весового количества крупного золота (до 8 мм) и платины (до 3-4 мм). В данном сообщении мы приводим данные о минеральном и химическом составе силикатных включений в МПП, которые могут быть индикаторами их коренных источников.

МПП в россыпях бассейна р. Анабар, в основном, представлены железистой платиной и реже (менее 10%) Ru-Ir-Os сплавами. Железистая платина часто характеризуется высокими содержаниями Rh, Ru, Ir, Os и Pd заполняя широкую область диаграммы (Pt+Fe)-(Ir+Os)-(Ru+Rh) с развернутой Pd-системой (рис. 1). Преобладает высоко-Ru-Rh платина "вилейского" типа, но значительное количество платины выстраивается в вдоль "инаглинского" Ir-тренда [3]. Можно предположить наличие здесь этих двух типов коренных источников или одного сложного комплекса пород – совмещающих оба типа оруденения, что наиболее вероятно.

В железистой платине, кроме мономинеральных микровключений (преимущественно других МПП, реже сульфидных и окисно-силикатных фаз) иногда встречаются мелкие (до 100 мкм) полиминеральные силикатные включения. Последние состоят из тесных сростаний силикатных, оксидных, карбонатных, глинистых и других минералов, образующих изолированные округлые, каплевидные и ксеноморфные

обнаружено дайковое тело меймечитов (табл. 1, 797-1) нижнемезозойского возраста [1]. Эти породы кроме вкрапленников оливина (Fa_{16}) содержат в основной массе пироксен, оливин, флогопит и перовскит. По минеральному и химическому составу силикатные включения в платине близки составу вышеуказанных щелочных пород, хотя последние обладают повышенной титанистостью.

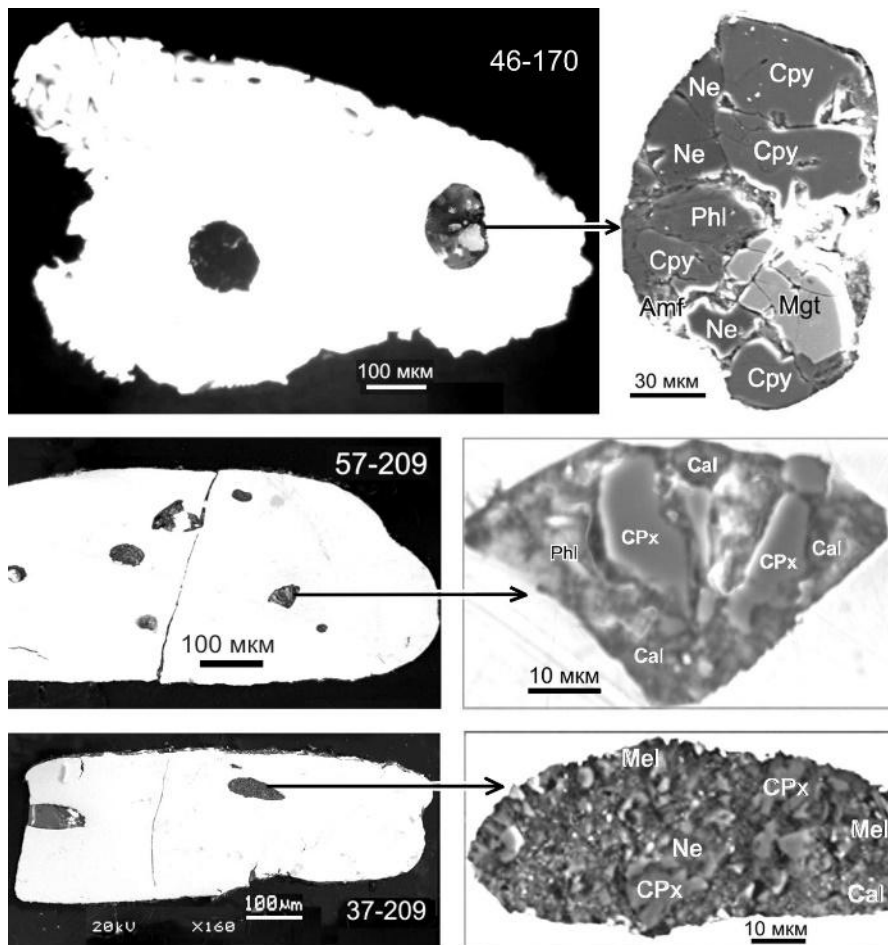


Рис. 2. Силикатные включения в Fe-Pt сплавах. Слева общий вид, справа – увеличенное изображение в отраженных электронах на сканирующем микроскопе JSM-6480LV (ИГАБМ СО РАН). Сpx – диопсид, Ne – нефелин, Phl – флогопит, Amf – амфибол, Mgt – титаномагнетит, Cal – кальцит, Mel – мелилит.

Таблица 1

Составы силикатных включений в Fe-Pt сплавах и щелочно-ультраосновных пород бассейна р. Анабар.

№проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Сумма
46-170	41,6	1,2	15,3	13,7	0,1	9,8	10,4	5,1	2,9	—	—	—	100,0
37-209	42,3	0,8	9,8	6,2	0,1	6,6	21,6	5,3	1,8	0,1	—	5,3*	100,0
57-209	31,2	1,8	4,3	10,0	0,4	8,2	33,7	3,1	1,1	0,3	—	5,8*	100,0
То-1	34,6	3,2	12,1	11,8	0,3	6,9	16,4	3,4	2,7	1,0	4,9	2,5	99,7
797-1	27,9	4,1	1,2	16,8	0,3	21,6	12,9	1,1	2,3	0,3	3,4	7,7	99,5

Примечание: Анализы включений пересчитаны на 100%. * – содержание CO₂ определялось из допущения наличия 10% кальцита во включениях (см. рис. 2)

¹⁹⁰Pt-⁴He методом прямого датирования 5 зерен железистой платины из россыпи р. Маят была получена изохрона соответствующая возрасту 261±13 млн лет [3]. По другим россыпям предварительно получены и другие среднепалеозойские датировки. Приведенные комплексные данные как по минералого-химическим характеристикам силикатных включений, так и изотопному возрасту самого платинового металла, указывают на связь МПГ из россыпей бассейна р. Анабар с фанерозойскими массивами щелочно-ультраосновных пород разных возрастов.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2019-0004) и поддержке РФФИ (проект № 17-05-00390).

Литература:

1. Музыка Г.М., Чумирин К.Г. К вопросу о проявлении аналогов меймечитов на южной окраине Анабарского массива // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука. 1970. С. 183–190.
2. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 1121.
3. Округин А.В., Якубович О.В., Гедз А.М., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Минеральные парагенезисы и ¹⁹⁰Pt-⁴He возраст Fe-Pt твердых растворов из россыпей р. Анабар // Доклады РАН. 2019. Т. 484. № 5.
4. Шпунт Б.Р. Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленекского поднятия // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 123-126.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ВЬЮНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КУЛАР-НЕРСКИЙ СЛАНЦЕВЫЙ ПОЯС, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Полуфунтикова Л.И.^{1,2}, Фридовский В.Ю.², Акимова Е.Д.¹,
Зайцев А.И.²

1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск, pli07@list.ru

2 – Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, 710933@list.ru

Вьюнское рудное поле расположено в пределах Бурганджинского рудного узла Делакагского рудного района Делакаг-Нерской минерагенической зоны. С северо-востока к ней примыкает Иньяли-Дебинская золотоносная минерагеническая зона с Эльгенжинским рудно-россыпным узлом, к юго-западу выделяется Адыча-Тарынская золото-сурьмяная минерагеническая зона. Бурганджинский и Эльгенжинский рудные узлы разделяются региональным Чаркы-Индибирским надвигом. В параавтохтоне разлома вскрываются преимущественно триасовые терригенные отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса внешнего шельфа пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) кратона, а в аллохтоне – песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов Иньяли-Дебинского синклинория. Минерализация Вьюнского рудного поля представлена гидротермальными жилами и прожилками кварцевого, карбонат-кварцевого, хлорит-карбонат-кварцевого состава приуроченных к зонам дробления, дайкам и пластам песчаников, а также сульфидизированными и березитизированными породами.

Верхнетриасовые отложения някуньинской свиты разделяются на три подсвиты. Преимущественно алевролит-аргиллитовый состав с подчиненной ролью песчаников имеют нижняя и верхняя подсвиты. Для средней подсвиты характерно чередование пластов песчаников и алевролитов.

На территории проявлен региональный метаморфизм хлорит-серицит-карбонатной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. В результате динамометаморфических преобразований произошла текстурно-структурная перестройка пород: алевролитистые разности

кливажированы (рис. 1, А), в песчаниках фиксируется будинаж и трещиноватость. В обломочных компонентах широко развиты процессы механической деформации, растворения под давлением и регенерация — обрастание и разрастание с замещением цемента песчаника (рис.1, Б). В породах появляются бластосаммитовая и лепидогранобластовая структура. Гидротермально-метасоматические изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией и сульфидизацией пород.

Обломочная составляющая песчаников в основном представлена кварцем. Зерна кварца сильно изменены, резорбированы, повсеместно наблюдается облачное погасание, по периферии зерен развита рекристаллизация. Полевой шпатнаблюдается в виде отдельных зерен (менее 1%). Размер обломочных зерен 0,1-0,3 мм. Для песчаных разностей характерны единичные волнисто изогнутые чешуйки мусковита. Алевриты чаще крупнозернистые с глинистым цементом, текстура не яснослоистая, массивная. Минеральный состав: кварц, обломочный мусковит. Размер зерен 0,05-0,1 мм. Цемент поровый, базальный. Состав цемента: глинистый.

На начальной стадии гидротермально-метасоматических изменений в породах происходили процессы растворения, регенерации, грануляции и бластеза обломочных зерен. В цементе началось формирование новообразованных минералов (гидрослюда, серицита, карбоната) (рис. 1, В), по ассоциации которых измененные породы можно отнести к метасоматитам березитовой формации [1, 2]. Метасоматиты наиболее ярко проявлены около разрывных нарушений.

На дорудные метасоматиты наложены рудосопровождающие березиты, содержащие вкрапленную сульфидную минерализацию. Зерна пирита и арсенопирита формируют гнезда, скопления, прожилки, прослои и просечки (рис.1, Г-Д). Размер зерен сульфидов от 0,1 до 5,0 мм. Вокруг зерен пирита, реже арсенопирита часто наблюдаются каемки и оторочки кварц-карбонатного и серицит-карбонатного состава. Этим же материалом заполнены трещины в сульфидах. Одновременно с сульфидной минерализацией, в породах развиваются кварц-карбонатные прожилки, в которых кварц и карбонаты кристаллизованы в виде гетеробластовых агрегатов и часто формируют гребенчатую структуру. Мощность прожилков колеблется от 0,2 мм до 2 мм иногда, до 10 мм.

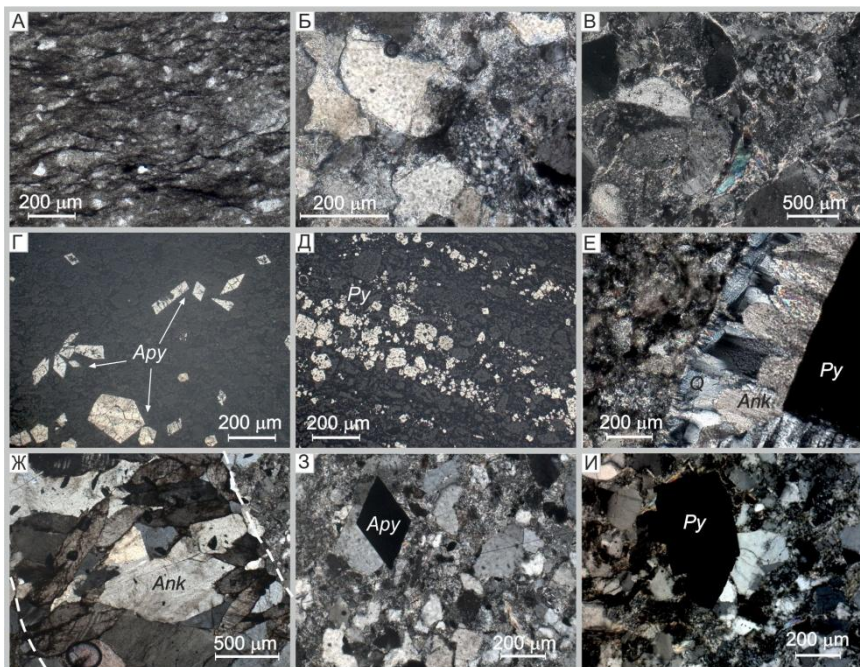


Рис. Измененные породы Вьюнского рудного поля.

А – проникающий слабоволнистый межзерной кливаж по алевропесчанику; Б – рекристаллизационно-бластические микроструктуры кварца; В – рудный метасоматит, чешуйки серицита расположены вокруг обломочных зерен;

Г–Д – сульфидная минерализация: Г – идиоморфные, короткопризматические кристаллы арсенопирита (*Apy*); Д – скопления фрамбоидального и метасоматического пирита (*Py*), расположенные согласно слоистости алевролита;

Ж – кварц (*Q*)-анкеритовая (*Ank*) оторочка вокруг кристалла пирита; З – анкеритовый (*Ank*) прожилок гребенчатой структуры; И – карбонат-сульфидный березит; И – кварц-серицит-сульфидный березит.

Проведенные микроскопические исследования позволяют выделить группы пород, которые сменяют друг друга от малоизмененных осадочных пород к рудным зонам, образуя метасоматическую колонку:

1. Породы, измененные в результате регионального метаморфизма: структуры растворения, регенерации, грануляции и бластеза обломочных зерен, каемки регенерированного кварца, гидрослюдизация. Цемент кварцево-углисто-слюдистый, поровый, пленочный.

2. Дорудные серицит-карбонат-гидрослюда-кварцевые метасоматиты. Рекристаллизационно-бластические структуры. Цемент гидрослюдисто-глинистый, серицит-гидрослюдисто-глинистый, поровый, базальный.

3. Рудные березиты. Среди них выделены от периферии к рудному телу три фации метасоматитов:

- карбонат-сульфидные березиты. Развита маломощная карбонатная прожилка. Цемент серицит-карбонатный, серицит-гидрослюдисто-карбонатный, базальный. Структуры гранобластические.

- серицит-сульфидные березиты. Чешуйки серицита врастают в обломочные зерна и замещают их. Цемент серицит-гидрослюдистый, кварц-серицит-гидрослюдистый, базальный. Структуры гранобластические и полнобластические.

- кварц-серицит-сульфидные березиты. Развивается окварцевание пород, а в непосредственной близости от рудных зон проявляется пирит-арсенипиритовая минерализация.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2019-0004), при частичной поддержке РФФИ р_а (грант № 18-45-140040).

Литература:

1. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение - уникальное месторождение Северо-Востока России. - М.: Изд. ГЕОС, 2000. - 227 с.

2. Жариков В.А. Физико-химические исследования околорудного метасоматизма // Геохимия. 1987. №12. С. 1754-1779.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПИТЕРМАЛЬНОГО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕВЕНРЕКАН (ОЧВП)

Приيمنко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И.
*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н. А. Шило ДВО РАН, г. Магадан priymenkovladimir@gmail.com*

Невенреканское рудное поле расположено в северо-западной части Эвенского рудного района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Месторождение кратко охарактеризовано в литературе [4] и в целом слабо изучено. В материалах поисковых работ (Чернявский, 1976 г.;

Кумачев, 1978 г.; и др.) структурная позиция месторождения связывалась с Невенреканским интрузивно-купольным поднятием (НИКП) в северо-западной части рудного поля. Позже Р. Г. Кравцовой была показана связь Au-Ag оруденения с отрицательными вулканоструктурами (Туромчинская вулканотектоническая депрессия (ВТД)) и ранним этапом эволюции ОЧВП [5]. В пределах Туромчинской ВТД этому этапу соответствует накопление вулканитов раннемеловой андезитовой (тайночинская свита) и позднемеловой риодацитов (вархаламская толща) формаций, а также внедрение комагматичных им многофазных интрузий габбро-диоритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров [3]. Позднему этапу соответствуют позднемеловые кислые субвулканические тела, дайки кислого состава и завершающие эволюцию ОЧВП андезибазальты [1].

Структурная позиция месторождения определяется сопряжением двух долгоживущих глубинных разломов (Вархаламского и Доктомычанского) с локальной Невенреканской вулканической просадкой (НВП). Вархаламский разлом имеет северо-западную ориентировку, а Доктомычанский – северо-восточную. Стратифицированные образования в рудном поле представлены туфами и игнимбритами дацитов и риолитов вархаламской толщи позднего мела [3]. Они прорваны телами и дайками андезитов, габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов, риодацитов и риолитов. Значительная часть рудного поля перекрыта пострудными покровами андезибазальтов общей мощностью до 200 м.

Рудные тела представлены крутопадающими (55–90°) прожилково-жильными зонами адуляр-карбонат-кварцевого состава мощностью до 12 м и протяженностью 300–500 м. Простирание рудных зон северное и северо-западное и контролируется Вархаламским разломом и полукольцевыми разломами, ограничивающими НВП. Текстуры руд колломорфно-полосчатые, брекчиевые, кокардовые, каркасно-пластинчатые. Вертикальный размах оруденения достигает 200 м. Рудные тела рассечены дайками риодацитов. Все породы в пределах рудного поля пропилитизированы, окolorудные изменения кварц-гидрослюдастые; в рудных зонах 1 и 2 жилы по вертикали сменяются надрудными зонами аргиллизации.

На месторождении выявлены три рудные зоны, в размещении которых с СЗ на ЮВ наблюдается закономерность: от золотых ($Au/Ag = 1:1-1:10$, зона 1) к золото-серебряным ($Au/Ag = 1:50-1:100$, зона 2, 3) рудам. Выявлена вертикальная и латеральная зональность, проявленная в геохимических ассоциациях (снизу-вверх и с ЮВ на СЗ), состав которых

не зависит от состава вмещающих пород: Bi-Te-Au-Ag (зона 3) → Sb-Sn-Zn-Pb-Au-Ag (зона 2 Невенрекан) → Pb-Zn-Sb-Ag-Au (зона 1).

На основании изучения взаимоотношений минеральных парагенезисов установлено, что формирование гипогенного оруденения на месторождении Невенрекан происходило в четыре стадии. Первая – дорудная, с ней связано отложение гематита, магнетита, рутила; на второй стадии образовались кварц-карбонат-адуляровые жилы с пиритом и полисульфидной минерализацией (сфалерит I, галенит, халькопирит, пирротин и борнит). Третья и четвертая стадии являлись продуктивными: блеклые руды, сульфосоли Ag, самородное золото I, ютенбогаардит, матильдит, агвиларит, сфалерит II, Ag-галенит, халькопирит, арсенопирит, марказит, канфилдит, изостаннин (третья стадия); самородное золото II, серебро, акантит, электрум, ярозит (четвертая стадия). С четвертой стадией Е. И. Подолян и А. П. Бороздин [2] соотносят также образование «неназванных» минеральных фаз $\text{Ag}_7\text{Sn}(\text{S},\text{Se})_6$ и $\text{Ag}_{10}\text{SbS}_5$. С гипергенным этапом связано природное «облагораживание» самородного золота (золото III) и развитие гидроксидов и оксидов Fe, Mn и Cu.

Авторы выражают благодарность В. В. Акинину (СВКНИИ), Е. В. Алакину (ООО «ОЗРК»), С. Ф. Петрову (МФ АО МФ «Полиметалл УК») за содействие при выполнении данной работы. Работа поддержана грантом губернатора Магаданской области от 2017 г.

Литература:

1. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
2. Подолян Е.И., Бороздин А.П. Особенности минерального состава и обогатимости золото-серебряных руд участка Невенрекан (Магаданская область) / Мат. V Междунар. конф. молод. ученых и спец-в памяти акад. А.П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ. 2017. С. 284–287.
3. Русакова Т.Б. Меловой вулканизм Северо-Восточного Приохотья: новые данные // Вулканизм и геодинамика: Мат. III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. У-У.: 2006. С. 305–309.
4. Стружков С. Ф., Константинов М. М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Науч. мир. 2005. 320 с.
5. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука. 1986. 287 с.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕВЕНРЕКАН (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им.

Н. А. Шило ДВО РАН, г. Магадан priymenkovladimir@gmail.com

Туромчинская вулканотектоническая депрессия (ВТД) имеет площадь около 650 км² и охарактеризована в литературе как одна из самых продуктивных на Au-Ag оруденение структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [3, 6]. Разведаны и осваиваются горнорудными компаниями эпитермальные Au-Ag месторождения Сопка Кварцевая, Дальнее, Ирбычан, крупное комплексное и единственное в пределах ОЧВП Au-Cu-Mo-порфировой формации руд месторождение Перекатное с высоким ресурсным потенциалом Au, Ag, Cu, Mo и подсчитанными запасами Au [1]. Известны около десятка проявлений Au, Ag, алунита, самородной серы.

В материалах поисковых работ (Чернявский, 1976 г.; Шаповалов, 1982 г.) структурная позиция месторождения Невенрекан связывалась с выделенным Невенреканским интрузивно-купольным поднятием (НИКП) в северо-западной части рудного поля. Позже была показана связь Au-Ag оруденения с отрицательными вулканоструктурами (Туромчинская ВТД) и ранним этапом эволюции ОЧВП [3]. В пределах Туромчинской ВТД этому этапу соответствует интервал образования вулканитов андезитовой (тайночинская свита) и риодацитов (вархаламская толща) формаций [2], а также комагматичных им интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава [4]. Позднему этапу на изучаемой территории соответствуют субвулканические тела и дайки кислого состава и завершающие эволюцию ОЧВП андезибазальты [4]. Генетическая связь эпитермальной Au-Ag минерализации с Au-Cu-Mo порфировыми рудно-магматическими системами широко освещена в литературе применительно, главным образом, к кайнозойским месторождениям Юго-Восточной Азии и Южной Америки [8, 9]. Для ОЧВП и других надсубдукционных поясов Востока России подобные взаимоотношения практически никем специально не изучались. Можно отметить лишь исследования А. А. Сидорова [5], который в рамках собственной концепции «базовых рудных формаций»

рассматривал «рядовую» Au-Ag формацию как продукт эволюции «базовой» медно-порфировой. Однако подробно взаимоотношения этих двух рудных формаций не были рассмотрены. В данной публикации мы попытаемся частично восполнить этот пробел.

Туромчинская ВТД представляет собой вулканоструктуру площадного типа с центральным и кольцевым (периферическим) комплексами. Структурные элементы ВТД отчетливо проявлены в физических полях: осадочные породы ее цоколя характеризуются стабильным магнитным полем, глубинные разломы – линейными отрицательными аномалиями dT; повышенными значениями dT характеризуется Доктомычанский гранитоидный батолит [6].

Структурная позиция месторождения Невенреккан определяется сопряжением двух долгоживущих глубинных разломов (Вархаламского и Доктомычанского) с локальной Невенрекканской вулканической просадкой (НВП). Вархаламский разлом имеет северо-западную ориентировку, а Доктомычанский – северо-восточную. Южнее, в непосредственной близости от месторождения Невенреккан, располагается Au-Cu-Mo месторождение Перекатное [1]. Оно приурочено к надынтрузивной зоне крупной многофазной интрузии габбро-диорит-гранодиоритового и гранодиорит-порфирового состава и представлено кварцевым штокверком в зоне тектонического нарушения в триасовых алевролитах и песчаниках, с удлинением зоны штокверка в северо-западном направлении (Вержак, Дупляк, 1977 г.).

В отчете о разведке месторождения Невенреккан (Шаповалов, 1982 г.) в пределах рудного поля описана кальдера обрушения с центриклинальным залеганием эффузивов покровной фации и жерловыми образованиями в центре. Полукольцевые разломы в северной части вулканоструктуры интерпретировались как результат внедрения интрузии габбро-гранодиоритового состава, с образованием Невенрекканского ИКП. В то же время ИКП не выражено в современном рельефе и не фиксируется по элементам залегания вулканитов. При сопоставлении разрезов колонкового бурения и по космоснимкам высокого разрешения в северо-западной части рудного поля были выявлены полукольцевые нарушения, маркируемые изменениями падения вулканитов и выраженные на местности понижениями рельефа. Это позволило выделить в северо-западной части рудного поля локальную отрицательную вулканоструктуру центрального типа [7] – Невенрекканскую просадку (НП), образование которой, по всей видимости, было связано с ранним этапом эволюции ОЧВП и формированием вулканитов тайночинской свиты и вархаламской

толщи. С учетом результатов горно-буровых работ и ориентировки гидросети, геофизических данных, можно оценить размеры НП: 8×10 км. Сопряжение полукольцевых разрывов, ограничивающих НП, с Вархаламским глубинным разломом определило локализацию и морфологию трех рудных зон месторождения. Рудное поле смещено вниз по системе взбросо-сдвигов Доктомычанского разлома с амплитудой вертикального смещения до 500 м [6]. Это обусловило высокий уровень эрозионного среза рудного поля и структуры в целом: сохранность эпитермального оруденения.

По отношению к НП интрузии габбро-диорит и гранодиорит-порфирового состава являются поздними (резургентными). С ними мы связываем Перекатненское ИКП, которое хорошо выражено в рельефе и дешифрируется на космоснимках (Шаповалов, 1982 г, Вержак, Дупляк, 1977 г.). Общий для Невенрекана и Перекатного структурный контроль Вархаламским разломом, рудная зональность от Au-Ag-Mo-Cu (Перекатное, Стрешневский, 1985 г.) → Bi-Te-Au-Ag (зона 3) → Sb-Sn-Zn-Pb-Au-Ag (зона 2) → Pb-Zn-Sb-Ag-Au (зона 1), могут указывать на то, что месторождения Перекатное и Невенрекан слагают единую «порфировую» рудно-магматическую систему с «порфировой» штокверковой (Перекатное) и «непорфировой» жильной (Невенрекан) частями.

Авторы выражают благодарность В. В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН), Е. В. Алакину (ООО «ОЗРК»), С. Ф. Петрову (АО МФ «Управляющая компания Полиметалл») за содействие при выполнении данной работы. Работа поддержана грантом губернатора Магаданской области от 2017 г.

Литература:

1. Архипов Г. И. Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. Обзор состояния и возможности развития. М.: Горная книга. 2011. 830 с.
2. Котляр И. Н. Русакова Т. Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. М.: СВКНИИ ДВО РАН. 2004. 159 с.
3. Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Н.: Гео. 2010. 292 с.
4. Русакова Т. Б. Меловой вулканизм Северо-Восточного Приохотья: новые данные // Вулканизм и геодинамика: Мат. III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. У-У.: 2006. С. 305–309.
5. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. М.: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.

6. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука. 1986. 287 с.
7. Cole J. W., Milner D. M., Spinks K. D. Calderas and caldera structures: a review // Earth-Science reviews. 2005. Vol. 69. P. 1–26.
8. Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems // Springer, Geological Survey of Western Australia. 2009. P. 1273.
9. Sillitoe R. H. Porphyry copper system // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск*

Центрально-Алданский регион (ЦАР) — один из узлов концентрации мезозойского магматизма на Алдано-Становом щите (АСЩ). В целом регион представляет собой область тектонической активизации в виде мозаики блоков, образованных многочисленными ортогональными и диагональными разломами главным образом архейского заложения, которые многократно обновлялись в протерозое и мезозое.

Магматические образования представлены в основном полиформационными комплексами центрального типа: Инаглинским, Якутским, Ыллымахским, Джекондинским, Томмотским, Золотым и Курунг-Саалинским. Кроме них, выявлены мелкие самостоятельные тела субщелочных и щелочноземельных пород в виде силлов, отдельных вулканических некков, роев даек. Часть магматических комплексов (Инаглинский, Томмотский, Курунг-Саалинский) расположена на пересечении глубинных разломов, а другая (Якутский, Ыллымахский, Джекондинский, Золотой) в зонах разломов, ограничивающих блоки.

Рудоносность магматических комплексов ЦАР весьма разнообразна. Она отличается своеобразными сочетаниями рудных и нерудных зон [6], что связано со значительными вариациями состава пород (от ультраосновных до кислых) и их активным взаимодействием друг с другом в процессе длительного и многократного формирования комплексов. С ними связаны проявления Cr, Ni, Co, Pt, Fe, Si, Pb, Mo, Au, Ag, Hg, As, Sb, а также флогопит-вермикулитовая, Cr-диопсидовая,

флюоритовая, апатитовая, амфибол-асбестовая, форстеритовая минерализации. Все они по генетическому признаку относятся к классам магматических, метасоматических и гидротермальных образований. Характерной чертой минерализации магматических комплексов центрального типа является ее комплексный состав [2]. Так, в пределах некоторых рудных зон совмещаются проявления Cr, Ni, Co, Fe с более поздней наложенной Hg-Sb-As или Cu-Pb-Mo минерализацией. Известно также совмещение флогопит-вермикулитовых и хромдиопсидовых залежей.

Хромовая, сульфидно-никелевая и кобальтовая минерализации локализованы в ультраосновных дунитах и калиевых перидотитах Инаглинского комплекса. Хром в виде феррихромита рассеян в дунитах и перидотитах. Полисульфидная минерализация (Ni, Co, Si, Fe, Pb и Zn) распространена в зонах ослюденения Инаглинских перидотитов. Здесь встречаются вкрапленные и мелкогнездовые руды, состоящие из пирита, бравоита, пирротина, пентландита, сфалерита и галенита [4]. Киноварь в ассоциации с реальгаром и аурипигментом обнаружена в виде мелких гнезд в некоторых зонах ослюденелых перидотитов и шонкинитов, претерпевших дробление и рассланцевание. Флогопит-вермикулитовая минерализация образует самостоятельное рудопроявление, на котором слюды ассоциируют с хромдиопсидом.

В Якоутском вулcano-плутоническом комплексе в гипербазитах отмечаются скопления мелких ксенолитов сильно ослюденелых пироксенитов. Повышенное содержание Ni установлено в лимбургитах, образующих небольшие тела. В качестве комплексного K-Al сырья могут служить лейцититы и трахифонолиты вулканогенной толщи Якоутского комплекса (до 14% калия и около 20% глинозема), при этом возможно попутное извлечение Rb, Sr и Ba [4,5].

Кварц-флюоритовые жилы, распространенные в мусковитизированных щелочных сиенитах содержат галенит, сфалерит, молибденит. Часть этих жил, обогащена флюоритом (проявление Пионерское). В пределах гольца Золотого известен и другой тип флюоритовой минерализации, приуроченный к экзоконтактовому ореолу щелочных и щелочноземельных сиенитов (месторождение Самодумовское) [1]. Обогащены флюоритом и ксенолиты скарированных известняков, отмеченных в периферической части Якоутского комплекса. Ксенолиты содержат также актинолит и амфибол-асбест. Месторождение амфибол-асбеста известно и в экзоконтактном ореоле массива гольца Мрачного, сложенного щелочными и щелочноземельными породами [6].

С Ыллымахским вулcano-плутоническим комплексом, связано полиметаллическое и медное оруденение, которое приурочено к зонам окварцевания щелочных сиенитов и гранитов, содержащих рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита.

Проведенное изучение распределения золота и других металлов в Инаглинском, Якутском, Джекондинском и Ыллымахском магматических комплексах центрального типа, показало, что щелочные магматические и сопровождающие их метасоматические породы со специфическим химизмом калиевой линии обладают своими особенностями в отношении распределения в них золота и ряда рудных металлов [4]. В пределах серий, слагаемых последовательно образовавшимися магматическими телами, максимальное содержание рассеянного золота приурочено к породам ранних фаз. Так, например, в Инаглинском комплексе содержание золота последовательно снижается в направлении от ранних щелочных перидотитов к поздним щелочным сиенитам. Накопление золота в породах ранних фаз сложных магматических комплексов проявлено также в Ыллымахском и Якутском комплексах. Постмагматические процессы, характерные для калиевых щелочных пород (главным образом ослюденение), содействуют перераспределению золота и некоторой концентрации его в измененных зонах, что особенно заметно в ослюдененых гипербазах [1].

Выполненные исследования позволяют сделать вывод о том, что мезозойские серии щелочных интрузивных и вулканических пород магматических комплексов центрального типа по уровню содержания в них микропримесей золота вполне сопоставимы с серией щелочноземельных пород. Исследования Ыллымахского комплекса подтвердили связь золотого оруденения со сложными по составу щелочными комплексами [3]. Новые данные свидетельствуют также в пользу глубинного источника золота, которым обогащены магнезиальные гипербазиты и базиты ранних фаз магматизма. Отмечено некоторое накопление золота в экзоконтактных скарнах, сопровождающих центрально-алданские магматические комплексы.

Разнообразные типы оруденения в пределах магматических комплексов и их экзоконтактных зонах в пределах единого рудного поля часто совмещены. Это может быть объяснено тем, что вероятно происходило неоднократное обновление рудоконтролирующих тектонических нарушений. Что подтверждается присутствием в них широко проявленных постмагматических процессов значительного диапазона температур образования. Такое сочетание многоэтапного

магматизма с разнотипным по составу и генезису оруденением и определяет специфику рудных полей, связанных с магматическими комплексами центрального типа на территории ЦАР.

В результате проведенных исследований было выявлено несколько характерных структурных типов оруденения:

1. рудные тела непосредственно участвующие в строении центральной структуры комплекса: а) тела лейцититов, лейцитосодержащих трахитов, лейкократовых псевдолейцитовых сиенитов Якокутского, Томмотского и других комплексов, являющихся комплексным калиево-глиноземным сырьем; б) тела дунитов Инаглинского комплекса с вкрапленным хромитовым оруденением; в) сами дуниты, которые представляют собой форстеритовое сырье;

2. рудные тела, положение которых контролируется основными элементами центральной структуры: а) представлены метасоматическими телами, расположенными вдоль кольцевых и линейных разломов, обновлявшихся в постмагматический этап. (сюда отнесены также и тела ослюденелых перидотитов с сульфидной (Ni, Co, Si, Fe, Pb, Zn) минерализацией, флогопитовые и комплексные флогопит-хромдиопсидовые залежи, участки низкотемпературной Hg-Sb-As минерализации, локализованные в пределах Инаглинской центральной структуры); б) рудные образования в контактных ореолах магматических комплексов центрального типа, представленные залежами экзоконтактовых скарнов с амфибол-асбестовой и флюоритовой минерализацией (Самодумовское месторождение и др.).

В самостоятельный структурный тип могут быть выделены месторождения и рудопроявления, залегающие в разломах и зонах трещиноватости, наложенных на центральную структуру. Эти наиболее поздние гидротермальные образования представлены линейными и штокверковыми зонами окварцевания и серицитизации с галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом и другими сульфидами, которые известны в Якокутском и Ыллымахском комплексах.

Следует отметить, что каждый из генетических типов указанных рудных образований занимает определенное место в центральных структурах магматических комплексов.

Литература:

1. Карелин В.В., Максимов Е.П., Никитин В.М., Уютов В.И. Золото в мезозойских изверженных породах восточной части Алданского щита. – Геохимия, 1974. № 4.

2. Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита. – Сов. Геология. 1971. № 7.

3. Пуляев Н.А. О перспективах обнаружения новых рудопроявлений золота на территории Алдано-Станового щита. Материалы 3-ей Всероссийской научно-практической конференции «Геология и материально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» Якутск. Апрель 2013. Т. №2. С131-135.

4. Пуляев Н.А. Условия образования карбонатитов на территории Алдано-Станового щита и их металлогеническая специализация. Материалы 5-ой всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск. ИГАБМ СО РАН, 2015. С. 392-395.

5. Пуляев Н.А. Связь проявлений редких металлов с карбонатитами Алдано-Станового щита. Материалы 6-ой Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск. ИГАБМ СО РАН, 2016. С. 168-171.

6. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОРБЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПРИРОДНЫХ ЦЕОЛИТОВЫХ ТУФОВ И ВУЛКАНИЧЕСКОГО ШЛАКА

Санжанова С.С.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Sanzhanova7@rambler.ru

В статье обобщены исследования пород месторождений Бурятии, обладающих сорбционными свойствами. Приведено сравнение сорбционной емкости клиноптилолит-морденит содержащих туфов Холинского, морденит содержащих туфов Мухорталинского и вулканического шлака Харайцакирского месторождений по отношению к катионам Zn(II), Cu(II) Cd(II), Pb(II), анионам Se(IV), Mo(VI) и W(VI), а также удельной поверхности, механической и химической устойчивости.

Микроэлементный анализ, определение величины удельной поверхности пород проведены в Центре коллективного пользования БНЦ СО РАН. Показатели механической прочности и химической устойчивости определяли по ГОСТ Р 51641-2000. Механически прочным считается материал, истираемость которого не превышает 0,5 %, а измельчаемость 4

%. Химическая устойчивость устанавливалась по показателям прироста кремнекислоты, перманганатной окисляемости и сухого остатка.

Сорбционная емкость цеолитсодержащих туфов к ионам металлов (табл.1) находится в пределах (мг-экв/г): 0,12-0,5[1], селена – 0,89[2], анионам молибдена– 0,71[3] и вольфрама – 2,46. У вулканического шлака способность к сорбции исследуемых ионов в разы ниже: 0,03-0,15 мг-экв/г по отношению к катионам и 0,23-0,61 мг-экв/г – анионам.

Удельная поверхность составила ($\text{м}^2/\text{г}$): клиноптилолит-морденитсодержащих туфов – 44, у морденитсодержащих туфов – 35, вулканического шлака– 15. Истираемость (%): 0.25, 0.2 и 0.06, измельчаемость 2.0, 1.9 и 2.7. Все исследованные породы химически устойчивы.

Таблица 1

Сравнение сорбционной емкости пород

Порода	Емкость по ионам, мг-экв/г						
	Zn	Cu	Pb	Cd	Se	Mo	W
Цеолит	0.12	0.41	0.5	0.48	0.89	0.71	2.46
Содержащий туфы Вулканический шлак	0.03	0.12	0.15	0.14	0.32	0.23	0.61

Высокая сорбционная емкость цеолитсодержащих туфов по сравнению с вулканическим шлаком обуславливается структурным строением в виде каркасных полостей, наличием активных центров и обменных катионов внутри них, развитой площадью поверхности гранул породы [4]. Механическая и химическая устойчивость изученных пород находится в пределах допустимых значений, регламентируемыми ГОСТ.

Литература:

1. Санжанова С.С., Зонхоева Э.Л. Сравнительное исследование сорбционных свойств морденитсодержащего туфа и вспученного вермикулита // Вестник Восточно-Сибирского гос. универ. технологий и управления. 201. Т. 56. № 5. С. 31-37.
2. Санжанова С.С. Автореферат на соиск. научн. степ. к.т.н. У-У.: 2007. 16 с.
3. Санжанова С.С., Зонхоева Э.Л. Сорбция ионов молибдена (VI) на природных минеральных сорбентах // Ж. физической химии. 2017. Т. 91. № 11. С. 1917-1923.
4. Челищев Н.Ф., Володин В.Ф., Крюков В.Л. Ионообменные свойства природных высококремнистых цеолитов. М.: Наука. 1988. 129 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОМУЛЕВСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Серавина Т.В., Кузнецов В.В.

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, Москва tanyaseravina@gmail.com*

Свинец и цинк относятся к стратегическим видам минерального сырья, достигнутые уровни добычи которых недостаточно обеспечены активными запасами. Одними из основных источников свинца и цинка в мире являются месторождения в терригенно-карбонатных комплексах, которые могут быть отнесены к типу SEDEX. Данный тип на территории РФ включает такие крупные месторождения как Сардана, Павловское, а также, на основе получения новых данных [1], месторождения Приаргунья (Воздвиженское, Савинское 5, Акатуй и др.).

Стратегией развития минерально-сырьевой базы РФ до 2035 г. предусматриваются специализированные прогнозно-минерагенические исследования и геологоразведочные работы поисковой стадии на высоколиквидное минеральное сырье (в том числе на свинец и цинк) в перспективных районах для создания новых минерально-сырьевых центров.

Одним из таких регионов для развития МСБ свинца и цинка является Приколымо-Омулевская металлогеническая провинция, в состав которой входит Омулевская минерагеническая зона. В ее пределах известны стратиформные в терригенно-карбонатных комплексах, скарновые и жильные месторождения свинца и цинка. Наибольший практический интерес представляют стратиформные месторождения и рудопроявления.

К данному типу относятся Урультуйское (Балых-Дабын) и Ясное месторождения свинцово-цинковых руд и ряд рудопроявлений. Месторождения и рудопроявления региона локализованы в отложениях терригенно-карбонатной формации силур-позднедевонского возраста, представленной известняками, доломитами, мергелями, известковистыми, кремнистыми и углеродистыми алевролитами. Непосредственно рудные тела обычно локализованы в пачках доломитов диагенетического, катогенетического и гидротермально-метасоматического типов [5].

Широкое развитие известняков с фаунистическими остатками позволяет предположить, что образование формации и рудообразование происходило на склонах биогермных холмов и рифогенных построек.

Рудные тела пластообразной и линзообразной формы имеют прожилково-вкрапленную, гнездово-вкрапленную, пятнистую, брекчиевую и слоистую текстуры. Главными минералами руд являются: сфалерит, галенит и пирит; второстепенные: блеклые руды, халькопирит, сульфосоли серебра и др. [2]. Важной особенностью месторождений является повсеместная ассоциация руд с флюоритом и антраксолитом и наличие в виде примесей в рудах наряду с золотом, серебром, кадмием германия, что показывает их сходство с такими месторождениями, как Савинское 5 и Сардана.

Стратиформный тип оруденения с достаточно высокой степенью достоверности обоснован в ряде работ [2, 3, 4, 5, 6]. На гидротермально-осадочный генезис руд указывает: пространственная ассоциация с осадочными толщами; линзообразная и пластообразная форма рудных тел, залегающих согласно с напластованием вмещающих карбонатных отложений; приуроченность к определенным частям стратиграфического разреза (рудоносные уровни); текстуры и структуры руд; фациальный и палеогеографический контроль оруденения, выраженный в его приуроченности к шельфовым и рифовым фациям; отчетливая связь оруденения с диагенетическими доломитами; метаморфическое преобразование рудного вещества.

Жильные и скарновые рудопроявления очень часто ассоциируют со стратиформными. Из этого можно сделать два важных вывода для металлогении региона:

1. Жильные проявления полиметаллических руд, приуроченные к длительно развивавшимся системам разломов, контролируют зоны подводящих каналов, в случае сочленения таких каналов с палеовпадинами на склонах биогермных и рифогенных построек, происходила их разгрузка с образованием стратиформных месторождений первично гидротермально-осадочного генезиса.

2. Скарновые месторождения являются результатом метаморфизма и регенерации рудного вещества стратиформных и более позднего их переотложения, в том числе с наложением на геденбергит-гранатовые скарны, эпидозиты и джаспероиды. О связи скарновых и стратиформных месторождений свидетельствует, в частности, двухъярусное строение Кунаревского рудного поля и наличие в нижнем ярусе сильно дислоцированных терригенно-карбонатных пород палеозоя.

Из приведенного выше материала можно сделать вывод, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения типа SEDEX в совокупности с жильными и скарновыми могут являться надежной основой для развития в Южной Якутии и Магаданской области нового перспективного горно-добычного района на свинцово-цинковое оруденение. Для этой цели в регионе, а в первую очередь в Омuleвской минерогенической зоне, необходима постановка прогнозно-минерогенических и поисковых работ на свинец и цинк в Таскано-Чернинском рудном районе на площади Орлиного и Урульгуйского рудных узлов.

Литература:

1. Кузнецов В.В., Брель А.И., Богославец Н.Н., Елшина С.Л., Кузнецова Т.П., Серавина Т.В. Металлогения Приагунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. 2018. № 2. С. 32-43.
2. Мерзляков В.М., Шпикерман В.И. Стратиформная рудоносность Омuleвского поднятия // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 67-72.
3. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000. Объяснительная записка. М.: Севостгеология. 1986. Ч. I – 90 с., ч. II – 130 с.
4. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000. СПб.: ВСЕГЕИ. 1994.
5. Шпикерман В.И. Полиметаллическое оруденение Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР) // В.: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1987. 164 с.
6. Шпикерман В.И. Домеловая минерогения Северо-Востока Азии // М.: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 333 с.

БОНАНЦОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ НА ГОРЕ СЕРРА-ПЕЛАДЕ И ОБРАЗОВАНИЕ БОГАТОЙ РОССЫПИ В БРАЗИЛИИ

Скрябин А.И.

*Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, geo@yakutia.ru*

Большинство известных самородков были обнаружены при добыче россыпного золота. Наиболее известные самородки были зафиксированы более 100 лет назад. А.П. Смолин [3] приводит много данных о самородках. Самородками выделяется Новый Южный Уэльс Австралии.

Так, в 1972 г. на руднике Хиль Энд из 10 тонн кварца было извлечено 5500 кг золота. В. Линдрен [1] приводит крупный самородок из кварцевой жилы массой 93 кг. Известная «Плита Холтермана», найденная в 1972 г. на месторождении Хиль Энд, вместе с кварцем весила 285 кг. В россыпях Австралии в 1881 г. были найдены самородки весом 95,5 и 75,4 кг. Для самородков характерен тип оруденения, именуемый бонанцами, классическим примером которого считается месторождение Гольфильд (Невада), которое из одной вагонетки руды весом 47 тонн дало 902 кг золота. В Каледонии (Новая Зеландия) на небольшом участке выявлена высокая концентрация руды, где из богатого рудного столба было извлечено 9 тонн золота.

В наше время о золотой лихорадке в Бразилии писали в нескольких газетах. В 1984 г. получена интереснейшая информация, о новой находке крупнейших самородков в коренном месторождении. Журналист Петер Шилле [4] достаточно подробно освещает историю открытия уникального в своем роде коренного месторождения на горе Серра-Пеладе в Бразилии, убедительно показывает некоторые особенности распределения металла и структурные факторы локализации самородков. Можно обратить внимание геологов на несомненную роль этого месторождения на образование россыпи в ближайшей долине, ниже по склону горы, которая привлекала внимание многочисленных искателей счастья – старателей. Один из наиболее азартных и темпераментных неудачников по имени Оскар имел прямое отношение к открытию ее коренного источника, очень богатого по содержанию металла и самородков. На небольшой площади – 27230 м² – искали счастье более 100 тыс. человек, которым выделили участки размером 2х3 м, за исключением в первые месяцы 10х10 и 5х4 м. За четыре года старатели работали на 3973 участках. Из них только 390 или 10% участков в узкой полосе на западной части горы дали 70% запасов Серра-Пелады. Благоприятной структурной предпосылкой участка с концентрацией более 21 тонны добытого металла считается пересечение двух сбросов. Очень характерным представляется высокие содержания руды (50 кг на куб) и богатство самородками. В сентябре 1983 г. Жулио Деус Филь нашел самый крупный, величиной с кочан капусты самородок – 62 кг 390 г. Другой старатель Перейра да Крас да Соуз весной 1982 г. всего за три дня намыл 1200 кг золота. Сенсационный выигрыш получил старатель Паразинью: в январе 1983 г. его поденщики за полдня добыли 3 кг. Позже, после вынужденного перерыва из-за дождей на том же месте за 10 дней намыли 600 кг плюс один самородок 48 кг. Толщина золотоносного пласта составляла здесь 12 м, а когда его почти прошли, то

вынули второй самородок – 39 кг. Причем убедительным свидетельством того, что здесь имеется упомянутый выше бонанцовый тип оруденения, является следующее. Некий Зе Марина летом 1984 добыл 2500 кг золота с участка размером 2,3х3 м, хотя раньше не добыл ни грамма с площади 32 м². В этой связи интересны сведения о том, что в 1981 г. работали на 1287 участках, на которых по официальным данным было добыто лишь 2600 кг. При возможной неточности этих сведений выходит, что участок одного старателя дал основную массу золота за 1981 г.

Уникальность месторождения проявляется в бонанцовом характере оруденения и в наличии крупнейших самородков, не обнаруженных за последние 100 лет. Отчетливо вырисовывается благоприятность структур типа «Мальвин», широко развитых не только в Бразилии. Под «Мальвинами» называются участки пересечения двух сбросов, где проходят золотые жилы многометровой толщины. Поединодушной оценке геологов и старателей в каждом кубическом метре породы в «Мальвинах» содержится около 50 кг металла, а надежды намыть золото с участков, расположенных вокруг него, считаются иллюзорными. Предполагается также, что с глубиной распределение металла может быть более равномерным. Сейчас достигнутая глубина 90 м.

Из изложенного следует, что мы на горе Серра-Пеладе имеем типичный рудный столб золоторудного месторождения с характерными бонанцами и уникальными самородками, сформированный в благоприятных структурах – «Мальвинах». Богатая россыпь, расположенная ниже по склону и в непосредственной близости, образовалась за счет размытой части этого богатейшего месторождения. Если говорить о соотношении видимых и субмикроскопических частиц в рудном месторождении, предпочтение можно дать крупному золоту (+0,1 мм), о чем свидетельствует извлечение более 30 тонн металла при механическом дроблении и обычной промывке.

В Яно-Колымском поясе нами [2] была показана связь россыпей золота с эндогенными рудными столбами, которые приурочены к пересечениям разрывных нарушений, возможно структурам - «Мальвинам». Одним из примеров является россыпь ручья Сана, богатая самородками до 4977 г. Коренные источники представлены кварцевыми жилами и прожилками с крупным золотом. Однако структурные особенности месторождения, на мой взгляд, слабо изучены.

Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта НИР № 0381-2019-0004 ИГАБМ СО РАН

Литература:

1. Лингрэн В. Месторождения золота и платины. М.: Цветметиздат. 1933. 187с.
2. Скрыбин А.И. О связи россыпей золота с эндогенными рудными столбами // Происхождение и размещение россыпей Якутии: ЯФ СО АН. 1983. С. 58 – 68.
3. Смолин А.П. Самородки золота Урала. М.: «Недра». 1970. 144 с.
4. Петер Шилле. Золотая лихорадка в Серре Пеладе (Бразилия). Газ. «За рубежом». 1984. № 52.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН НА МЕСТОРОЖДЕНИИ МАЛО-ТАРЫНСКОЕ, ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Соловьев Е.Э.¹, Левин Д.Л.¹, Федоров А.А.²

*1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск, solov.evg@yandex.ru,*

2 – Институт Горного дела Севера СО РАН, Якутск

На месторождении Мало-Тарынское выполнены геофизические исследования скважин. Комплекс ГИС включал гамма-каротаж (ГК), кавернометрию (ДС), инклинометрию (ИК). Выполненный комплекс позволил провести литологическое расчленение разрезов скважин, установить глубину залегания и мощность отдельных пластов горных пород, изучить их физические свойства.

Мало-Тарынское месторождение (МТМ) расположено в центральной части Кулар-Нерского сланцевого пояса в месте пересечения Адыча-Тырынского разлома (АТР) с зоной скрытого поперечного Курдатского разрыва. АТР представлен совокупностью разломов, зон трещиноватости северо-западного и субмеридионального простирания. Структурный план месторождения определяется положением на западном крыле Мало-Тарынской синклинали Тарыно-Эльгинского синклинория. Преобладает падение пород (30-70°) на северо-восток и восток, осложненное складками нескольких генераций. Рудные тела МТМ представлены минерализованными зонами дробления с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией. Рудовмещающими толщами являются норийские отложения верхнего триаса лон *Monotis*cutiformis (Т_{3ms}) и *Monotis*ochotica (Т_{3mo}) – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями известковистых песчаников, песчанистых

алевролитов. В пределах МТМ месторождения известны мелкие дайкообразные тела базитов, а северо-западнее – гранодиорит-гранитные Курдатский и Самырский массивы Тас-Кыстабытского магматического пояса [1, 2, 3].

Гамма-каротаж (ГК). Благоприятным фактором для выполнения ГК в скважинах является существенный градиент естественной радиоактивности между осадочными породами, минерализованными зонами и кварцевыми жилами. Перед основной записью ГК проводятся фоновая запись прибора с радиоактивным источником и контрольная запись, которая составляет 30% объёма от объёма скважины (контрольная запись происходит при подъёме прибора в скважине). Далее происходит основная запись при подъёме прибора в скважине. Естественная радиоактивность осадочных пород в зависимости от содержания глинистого материала. Естественная радиоактивность минерализованных зон дробления в зависимости от состава вмещающих пород и степени окварцевания обычно уменьшается по сравнению с вмещающими породами. Минимальную естественную радиоактивность имеют кварцевые жилы.

Кавернометрия (ДС) проводится для контроля за техническим состоянием скважин по общепринятой методике. Данные ДС учитываются при интерпретации данных гамма-каротажа. Запись происходит при подъёме прибора. Калибровка каверномера производится до и после записи на кольцах известных диаметров (100, 200 мм), при полностью закрытом каверномере - фиксируется значение нуля.

Инклинометрия (Инк) применяется с целью определения пространственного положения ствола скважины, чтобы выявить искривление скважины от заданного направления угла и азимута. Замеры проводились через каждые 10 метров, при спуске и подъёме инклинометра. В процессе рабочих измерений не менее 30% точек в порядке контроля замерялись повторно.

ГИС выполнялись при помощи спуско-подъёмного оборудования (переносного) «СПО-П-500» с электроприводом, марка кабеля - КГЛЗ-02-15-150. Для записи кривых гамма-метода и метода кавернометрии использовался каротажный регистратор «Вулкан-V3». «Вулкан V3» предназначен для приёма информации от 1-го, 2-х и 3-х жильных геофизических приборов и преобразования её в цифровую форму для последующей записи и обработки в средствах вычислительной техники. Для проведения кавернометрии использовался зонд КМ-43-1, гамма-каротажа – ГКМ-48, инклинометрии – отдельный пульт «ИЭМ-36-80/20».

Запись диаграмм методами ГК и ДС проводились в масштабе 1:200, при детализации – в масштабе 1:50.

Типовой разрез месторождения Мало-Тарынское выглядит следующим образом:

Глубина скважины составляет 143.20 м. По данным бурения геологический разрез представлен песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами. С устья скважины до глубины 55.20 м прослежены песчаники с маломощными прослоями алевропесчаников, также наблюдается кварцевоепрожилкование. Значения естественной радиоактивности данного интервала изменяются от 4.9 до 10.6 мкР/ч.

В интервале глубин 55.20 - 80.90 м наблюдается переслаивание песчаников и алевропесчаников. Значения гамма-интенсивности варьируют от 7.0 до 12.9 мкР/ч.

В интервале глубин 80.90 - 90.60 м по пониженным значениям естественной радиоактивности до 5.3 мкР/ч выделяются окварцованные песчаники.

Далее, с глубины 90.60 м до забоя скважины 143.20 м отмечается неравномерноепереслаивание песчаников, алевропесчаников, алевролитов с кварцевым прожилкованием. Естественная радиоактивность горных пород варьирует от 5.9 мкР/ч до 13.0 мкР/ч.

Рудная зона фиксируется в интервале скважины 92.90-95.40 м. Для нее гамма-интенсивность составляет 3.3-4.9 мкР/ч.

Кварцевая жила, вскрытая в интервале скважины 130.40-131.50 м, характеризуется понижением значений естественной радиоактивности до 1.0 мкР/ч.

В целом, геологический разрез месторождения Мало-Тарынское по данным опробования керна представлен алевропесчаниками, песчаниками, окварцованными песчаниками, реже алевролитами. Для алевропесчаников характерны значения естественной радиоактивности 10-13 мкР/ч. Песчаникам соответствуют значения гамма-интенсивности 8-10 мкР/ч. Естественная радиоактивность алевролитов составляет 13-18 мкР/ч. Окварцованные песчаники характеризуются пониженными значениями гамма-интенсивности до 5-8 мкР/ч. Кварцевым жилам и зонам дробления соответствуют минимальные значения естественной радиоактивности 0,5-5 мкР/ч.

По данным кавернометрии, закономерно, наибольшая кавернозность фиксируется при пересечении отдельных участков минерализованных зон дробления и слабосцементированных пород.

Литература:

1. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
2. Fridovsky V.Y. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 103. 2018. P. 38–55.

ОРОГЕННЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПОЛИДЕФОРМИРОВАННЫХ ТОЛЩАХ: ПОЛЕВЫЕ ПРИМЕРЫ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ (АДЫЧА- ТАРЫНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Фридовский В.Ю.¹, Кудрин М.В.¹, Полуфунтикова Л.И.²

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

Якутск, fridovskiy@diamond.ysn.ru,

2 – Северо-Восточный федеральный университет имени М.К.

Аммосова, г. Якутск

Большинство орогенных золоторудных месторождений (OGD) сформированы в аккреционно-коллизийных тектонических условиях при компрессионном или транспрессионном стрессовом режиме до орогенного коллапса [6]. Как правило, на крупных месторождениях проявлено несколько деформационных событий, что осложняет установление связи продуктивного оруденения с разрывными и складчатыми элементами и выделение рудоконтролирующих структур. OGD широко распространены в Адыча-Тарынской металлогенической зоне (АТМЗ) –одной из наиболее продуктивных на северо-востоке России (рис. 1) [1, 2]. OGD локализуются в верхнетриасовых терригенных отложениях в северо-восточном (месторождение Жданное) и юго-западном (месторождения Базовское и Талалах) крыльях, а также осевой части Адыча-Тарынского разлома (месторождения Сана, Мало-Тарынское, зона Левобережная, Пиль и др.). Приводятся результаты изучения позднемезозойских многоэтапных деформаций орогенных золоторудных месторождений АТМЗ.

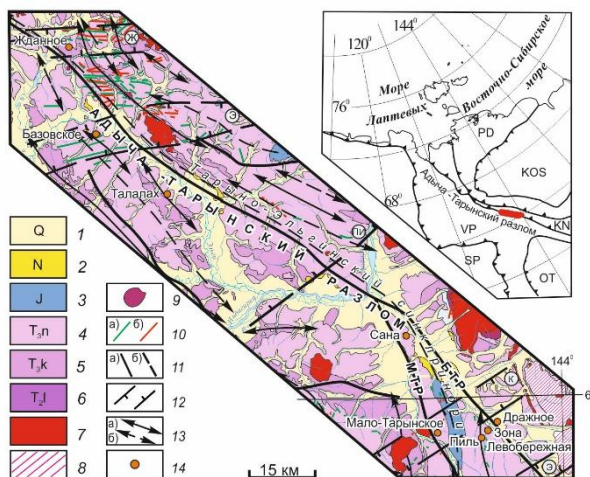


Рис.1. Схема геологического строения юго-восточной части Адыча-Тарынской металлогенической зоны и положение изученных месторождений. 1-6 – отложения: 1 – четвертичные; 2 – неогеновые; 3 – юрские; 4-6 – триасовые: 4 – норийские и ретские, 5 – карнийские, 6 – ладинские; 7 – гранодиорит-гранитные плутоны; 8 – дацитовые субвулканы; 9 – диориты; 10 – дайки: а – среднего состава, б – кислого состава; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – зоны поперечных разрывных нарушений (буквы в кружках): Э – Эргеляхская, К – Курдатская, П – Прииндигирская, Э – Эльгинская, Ж – Жданинская; 13 – оси складок: а – антиклиналей, б – синклиналей; 14 – орогенные золотые месторождения и рудопоявления. БТР – Больше-Тарынский разлом, МТР – Мало-Тарынский разлом. На врезке показано положение района работ. SP – Сибирская платформа; VP – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; ОТ – Охотский террейн; KOS – Колымо-Омолонский супертеррейн; KN – Кулар-Нерский сланцевый пояс; PD – Полоусно-Дебинский террейн.

Месторождение Жданное расположено в СВ крыле Адыча-Тарынского разлома (АТР) (рис. 1). На месторождении региональное северо-западное простираие складчатых структур меняется на близширотное. Здесь проявлена Жданинская антиклиналь, протяженность – около 2 км, ширина – до 1,0 км. Погружение шарнира в западу – азимут 260° угол 44° . Можно предположить, что складка была сформирована при ранних складчато-надвиговых дислокациях, имела северо-западное простираие и в дальнейшем деформирована при постаккреционных сдвиговых движениях по Адыча-Тарынскому разлому. Наложенные широтные и северо-восточные складчатые деформации широко проявлены

в Нера-Омчугском антиклинории [3]. О многоэтапных деформациях свидетельствует также наличие нескольких кливажей (раннего регионального СЗ и позднего близширотного). Оруденение представлено многоярусными межпластовыми жилами, приуроченными к замку антиклинали, ограниченной близширотными разрывными нарушениями. Статистический анализ залегания кварцевых прожилков в лежащем контакте межпластовых кварцевых жил показал, что их полюса на стереографической проекции расположены вдоль проекции слоистости и близвертикальной плоскости σ_1/σ_3 . Отмеченное позволило реконструировать надвиговые динамические условия формирования рудных тел месторождения и увязать их формирование с этапом D1.

Месторождение Базовское расположено в юго-западном крыле Адыча-Тарынского разлома (рис. 1) [5]. Основными рудоконтролирующими структурами месторождения являются разлом Диагональный и ответвляющиеся от него минерализованные зоны дробления и смятия (Восточная, Центральная, Средняя и Западная). Разлом Диагональный имеет северо-западное простирание, мощность несколько десятков метров, сложен черными флюидално-линзовидными милонитами, блоками окварцованных песчаников и не содержит значительной рудной минерализации. Он ограничивает распространение оруденения к юго-западу и по падению. Минерализованные зоны дробления и смятия образуют сложную систему надвиговых чешуй и наложенных поздних сдвиговых деформаций. Они прослеживаются на протяжении 6,5 км при мощности до 40 м с падением на северо-восток под углами от 40–60° до вертикального и выполаживанием их на глубине. Поперечные разрывные нарушения субширотного (восток-северо-восточного) и меридионального простирания (зона Восточная) образуют закономерные динамопары с надвигами и представляют косые ramпы. Параллельно широтным разрывам расположены дайки диоритовых порфиритов. Наложённые деформации представлены сдвигами, горизонтальными бороздами скольжения, поперечными складками северо-восточного и близширотного простирания, кливажем субширотной ориентировки.

Месторождение Талалах расположено в западном крыле АТР (рис. 1). Рудные зоны размещаются на крыльях и в замке Безымянной антиклинали, в полосе шириной до 5–6 км (центральная часть рудного поля), сокращающейся к северо-западу (руч. Мшистый) и юго-востоку (руч. Кокарин). Преобладает пологое падение пород на северо-восток и юго-запад под углами 20–40°. В зонах разрывных нарушений залегание пород становится крутым, нередко опрокинутым, развиваются сжатые и

изоклинальные складки. Широко проявлены межслоевые сдвиги. Размещение золотого оруденения контролируется разломами с взбросовой кинематикой (Развалистый, Веткинский, Безымянный, Центральный, Марсианка и Крайний). Разломы представлены минерализованными зонами дробления и смятия, брекчиями, проявлена пиритизация и жильно-прожилковое кварцевание. Они образуют надвиговые чешуи с фронтальными, латеральными и косыми рампами, и ассоциирующими с ними складчатыми структурами этапа D1. Поздние деформации представлены сопряженными левыми и правыми сдвигами со сбросовой составляющей смещения, соответственно северо-западного и северо-восточного простирания

Рудопоявление Сана в структурном плане расположено между двумя ветвями (Мало- и Больше-Тарынской) Адыча-Тарынского разлома (рис. 1), в пределах Санинской антиклинали, осложненной на крыльях складками северо-западного и северо-восточного простирания [4]. Главной рудоконтролирующей структурой является субширотный разрыв, прослеживающийся в долине руч. Сана и оперяющие его второстепенные более мелкие разрывы. Он сопровождается стержневыми жилами протяженностью до 230 м и мощностью до 65 см. В жилах отмечаются системы поперечных разрывов сдвиговой кинематики, по которым развит кварц поздних генераций и анкерит.

Месторождение Мало-Тарынского приурочено к осевой части Адыча-Тарынского разлома в месте его пересечения с зоной скрытого поперечного Курдатского разрыва, проявленного Самырским и Курдатским гранитодами, а также дайками базитов (рис. 1). АТР представлен совокупностью разломов, зон трещиноватости преобладающего северо-западного и субмеридионального простирания. Структурный план месторождения определяется положением на западном крыле Мало-Тарынской синклинали Тарыно-Эльгинского синклинория. Преобладает падение пород (40-70°) на северо-восток и восток, осложненное складками нескольких генераций. В крыльях Мало-Тарынского разлома простирание пород существенно различается. В целом породы образуют региональный приразломный изгиб, характерный для левосторонних перемещений. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления (участки Зелёный, Голубичный, Эгелях), линейными штокверкоподобными зонами и линзовидными телами (участки Ягодный, Кус-Юрое). Жильно-прожилково-вкрапленная минерализация локализуется в межслоевых и продольно секущих взбросах, где жильно-прожилковые тела закономерно ориентированы относительно структур

надвигового этапа деформаций. Послерудные деформации представлены сдвигами.

Дора-Пильское рудное поле (месторождения Дrajное, Зона Левобережная, Пиль и др.) расположены в тектонической чешуе, ограниченной ведущим и тыловым взбросо-надвигами Больше-Тарынской ветви АТР (рис. 1). Тыловой взброс контролирует положение месторождения Дrajное, ведущий – многочисленных рудопоявлений (Малютка, Пиль, Клык, Возвратный и др.). По простиранию взбросы сегментируются латеральными и косыми рампами на участки различного строения. Развита послерудная аксоноклиналь.

Таким образом, на OGD Адыча-Тарынской металлогенической зоны проявлены позднемезозойские многоэтапные деформации: ранние взбросо-надвиги, а также поздние левые и правые сдвиги. Последние, как правило, реактивизируют ранние структуры. С взбросо-надвигами сопряжены латеральные и косые рампы, представляющие поперечные зоны разломов, проявленные поясами даек пестрого состава, рядами гранитоидов, сгущением трещиноватости пород. Оrogenное золото-кварц-малосульфидное оруденение контролируют структуры, сформированные при компрессионном режиме.

Исследование выполнено по гранту РФФИ p_a (№ 18-45-140040)

Литература:

1. Золоторудные месторождения России// Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель. 2010. 349с.
2. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 1. М.: ГЕОС 2002. С. 6–241.
3. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 16–21.
4. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3–7.
5. Fridovsky V.Y. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology Reviews. 2018. V. 103. P. 38–55.
6. Groves D. I., Santosh M., Goldfarb R. J., Zhang L. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1163–1177.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Фридовский В.Ю.¹, Кряжев С.Г.²

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

Якутск, fridovsky@diamond.ysn.ru,

2 – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, s34@mail.ru

Получены новые данные о флюидном режиме формирования орогенных золоторудных месторождений центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса (месторождения Базовское, Талалах, Сана, участки Эгелях и Мыскыл Мало-Тарынского рудного поля) (табл). Месторождения локализованы в верхнетриасовых терригенных отложениях в зоне Адыча-Тарынского разлома (АТР), отделяющего Кулар-Нерский сланцевый и Верхоянский складчато-надвиговой пояса [10]. Месторождение Сана и Мало-Тарынное рудное поле приурочены к осевой части, а месторождения Базовское и Талалах – к юго-западному крылу АТР.

Микротермометрические анализы флюидных включений проводились с использованием криотермокамеры конструкции ЦНИГРИ, позволяющей выполнять охлаждение и нагревание препаратов от -180 до $+650^{\circ}\text{C}$ с измерением температуры посредством хромель-алюмелевой термопары. При интерпретации результатов использованы экспериментальные и расчетные данные по свойствам систем $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ и CO_2-CH_4 [4, 8, 9, 12]. Давление определялось по методу Калужного [3] с использованием компьютерной программы [7] и с обязательным контролем правильности результата по растворимости CO_2 в водно-солевых растворах [5]. Анализ валового состава флюидных включений выполнялся в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике [4]

Месторождение Базовское. Первичные включения в молочно-белом кварце (образцы Бз–8, Бз–38) содержат разбавленный водно-солевой раствор (концентрация солей $1\pm 0,5$ мас.% NaCl -экв.) и практически чистую плотную углекислоту (примесь метана в CO_2 не превышает 3 мол.%). По соотношению воды и углекислоты включения разделяются на

углекислотно-водные (CO_2 около 30 об.% с плотностью $0,87 \text{ г/см}^3$) и водно-углекислотные (CO_2 около 80 об.% с плотностью $0,78 \text{ г/см}^3$), захваченные в гетерогенной минералообразующей среде при температуре $290 \pm 10^\circ\text{C}$ и давлении 0,75 кбар. Валовым анализом определены следующие основные компоненты растворов включений (средние по 9 анализам, г/кг H_2O): CO_2 (36), CH_4 (0,7), Si (14), Cl (8,3), Na (1,9), Ca (1,4), K (0,3), Mg (0,3), As (1,9), B (0,4), Fe (0,2), Zn (0,1), Sb (0,1).

Месторождение Талалах. В кварце (образец Тал-02-08) установлены две группы флюидных включений. Включения первой группы образуют небольшие изолированные кластеры, не связанные с трещинами, и вероятнее всего, являются первичными. Они представлены ассоциацией углекислотно-водных и углекислотных включений, образующихся в гетерогенной среде. В составе углекислоты фиксируется примесь метана (до 10 моль.%). Водный раствор содержит весьма незначительное количество солей (около 1% NaCl-экв.). Включения были захвачены при температуре $275\text{--}285^\circ\text{C}$ и давлении 1,1-1,2 кбар. В условиях литостатического градиента это давление соответствует глубинам около 4 км. Включения второй группы приурочены к протяженным трещинам и относятся к вторичным. Они имеют близкую температуру гомогенизации ($260\text{--}285^\circ\text{C}$) и соленость (2% NaCl-экв.), однако углекислота в них фиксируется исключительно по образованию газогидрата при охлаждении. Возможно, образование этих включений связано со спадом давления при развитии трещиноватости. Средний состав (г/кг H_2O) растворов включений по 3 анализам (образцы Тал-01-08, Тал-02-08, Тал-03-08) следующий: CO_2 (94,8), CH_4 (4,23), Cl (3,34), Na (3,92), Ca (0,37), Mg (0,13), K (0,05), B (0,3), Zn (0,07), As (0,05), Sb (0,01).

Месторождение Сана. В кварце (образец Сан-8-11) обнаружено большое количество вторичных включений плотной углекислоты, содержащей около 10% метана. Сингенетичные с ними углекислотно-водные включения встречаются крайне редко и имеют температуру гомогенизации $225\text{--}230^\circ\text{C}$. Давление флюида, рассчитанное по этой ассоциации, составляет $1,0 \pm 0,1$ кбар. Средний состав (г/кг H_2O) растворов включений по двум анализам (образцы Сан-7-11, Сан-8-11) следующий: CO_2 (45,46), CH_4 (1,02), Cl (2,88), Na (1,02), Ca (1), K (0,46), Zn (0,12), Fe (0,09), B (0,08), Mg (0,06), Sb (0,06), Cr (0,04), As (0,02).

Таблица

Параметры флюидных включений в кварце орогенных золоторудных месторождений центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса

№ обр.	Температуры фазовых переходов, °С					Расчетные параметры		
	T _л	T _{гт}	T _{пл} CO ₂	T _{гом} CO ₂	T _{гом}	xCO ₂ моль. %	C _{солей} , мас. % экв. NaCl	P, кбар
Месторождение Базовское								
Бз - 8	—	9,2	–56,8	19,5	280-300(г)	55	1,5	0,75
Бз-38	—	9,8	–57,5	9,0	280-290	15	0,5	
Месторождение Талалах								
Тал-02-08	—	9,5	-58,5	13-16,8	275-285	13	1	1,1-1,2
	—	—	-59,2	4,1-5,4		90		
	-4,5-3,5	9	-	-	260-285	—	2	—
Месторождение Сана								
Сан-8-11	—	8	-57	24,5	225-230	8,5	4	0,9-1,1
	—	—	-59...-57,5	16,8-19,5	—	90	—	
Участок Эгелях, Мало-Тарынское рудное поле								
Э-27-16	-6,3	8,4	-57,5	26(г)	290-300	8,5	3,2	≥0,5
Участок Мыскыл, Мало-Тарынское рудное поле								
М-83-16	-5...-7	6,8..7,0	-58	20±0,5	290-300	12,5	6,0	1,4
	—	—	-58	14,5-16,5	—	95	—	

Примечания. Температуры: T_л – плавления льда ($\pm 0,2^{\circ}\text{C}$); T_{гг} – плавления газогидрата; T_{пл}CO₂ – плавления углекислоты; T_{гом}CO₂ – гомогенизации метаново-углекислотного флюида жидкую или газовую (г) фазу; T_{гом} – полной гомогенизации включения путем растворения метаново-углекислотного флюида в воде ((г) – путем испарения воды). В каждой группе проанализировано не менее 10 индивидуальных включений.

Мало-Тарынское рудное поле. Образец молочно-белого кварца (Э-27-16) участка Эгелях густо насыщен первичными флюидными включениями во всем объеме. Все включения углекислотно-водные, сингенетичных им углекислотных включений не обнаружено. Углекислота содержит примесь

метана (около 5%) и в отличие от всех вышеописанных образцов гомогенизируется в газовую фазу. Содержание CO_2 во флюиде оценивается в 8,5 моль.%. Включения гомогенизируются путем растворения углекислоты в воде при 290-300°C, минимальное давление при их консервации составляет 0,5 кбар. Средний состав (г/кг H_2O) растворов включений по двум анализам (образцы Э-27-16, Э-8-16), г/кг H_2O) следующий: CO_2 (85,85), CH_4 (0,88), Cl (4,11), Na (5,07), K (0,95), Ca (0,07), Mg (0,35), B (0,09), Zn (0,05), Sb (0,03), As (0,03), Cu (0,01).

На участке *Маскыл* изучен один образец (М-83-16). Кварц содержит большое число первичных флюидных включений. По составу включения разделяются на углекислотные (с 5% метана) и углекисотно-водные (молярная доля углекислоты 12,5%). Они находятся в тесном парагенезисе, что свидетельствует о гетерогенном состоянии минералообразующей среды. Давление при температуре захвата включений (290-300°C) составляло 1,4 кбар. Валовым анализом в образце М-83-16 определены следующие основные компоненты растворов включений (г/кг H_2O): CO_2 (53,9), CH_4 (0,45), Cl (2,77), Na (2,91), Ca (0,22), K (0,13), Mg (0,01), Sb (1,45), As (0,11), B (0,07), Zn (0,03). Особенностью высокобарического флюида является аномально высокая концентрация Sb, что характерно для Au-Sb месторождений региона [1]. Отмеченное указывает на полигенную природу Мало-Тарынского месторождения, ранее установленную по минералого-геохимическим данным [6].

Проведенное исследование показало, что формирование продуктивного золото-кварцевого оруденения на изученных месторождениях центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса происходило в диапазоне давлений от 1,2 до 0,5 кбар и температур от 300 до 275°C. Рудообразующие флюиды содержали разбавленный водно-солевой раствор (концентрация солей 0,5-3,2 мас.% NaCl-экв.), углекислоту (8,5–15 моль.%), метан (до 1 моль.%) и находились в условиях двухфазового равновесия. Среди катионов концентрация Na в 5-80 раз выше K, при сопоставимых концентрациях Ca и Mg. Для гидротермального флюида характерны следующие основные (больше 0,01 г/кг H_2O) микрокомпоненты – As, B, Zn, Sb, Fe, Cu. Параметры и состав рудообразующих флюидов изученных месторождений сопоставимы с установленными для орогенных золоторудных месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны [2] и других регионов [11].

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2019-0004), при частичной поддержке РФФИ р_а (грант № 18-45-140040).

Литература:

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример

совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.

2. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1586–1605.

3. Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук.думка. 1982. 237 с.

4. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений. // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. №4. 2006. С. 30-36.

5. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 38–45.

6. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.

7. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chemical Geology. 2003. V. 194. P. 3–23.

8. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // In De Vivo B, Frezzotti ML (eds) Fluid inclusions in minerals, methods and applications // Blacksburg, Virginia Tech. 1994. P. 117–130.

9. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3869–3871.

10. Fridovsky V.Y. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology Reviews. 2018. V. 103. P. 38–55.

11. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V. 233. P. 2–26.

12. Whitney D.L., Ewans B.W. Abbreviations of names of rock-forming minerals // Am. Miner. 2010. V. 95. P. 185–187.

ПРИРОДА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ОРУДЕНЕНИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА С УЧЕТОМ ДАННЫХ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Расчеты показали, что за счет выделения потенциальной гравитационной энергии вещество Земли при аккреции могло разогреться более чем на тридцать тысяч градусов [1]. Поэтому автор гипотезы

холодной аккреции О.Ю. Шмидт предполагал, что образование Земли происходило в течение более, чем миллиарда лет. Это приводило к сильному ее остыванию и обусловило холодную аккрецию. Однако современные изотопные данные [2] показали, что аккреция произошла менее, чем за 10 миллионов лет и, следовательно, была горячей. Это полностью подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов и в ортогнейсах раннедокембрийских кристаллических комплексов, проекцией наиболее ранних геотермических градиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 1000°C) и множеством других данных [3].

Следовательно, лежащая в основе всех генетических представлений геологии гипотеза холодной аккреции Земли является ошибочной, что обусловило существование массовых противоречий ее с природными данными. Например, вытекающему из этой гипотезы постулату о формировании древнейших кристаллических комплексов путем метаморфизма гипотетических осадочно-вулканогенных толщ противоречат выдержанные во всем мире одинаковые магматические температуры (600 – 900°C) формирования минералов этих комплексов [3], отсутствие в кристаллической коре постепенных переходов высокотемпературных комплексов в эти толщи, отсутствие в них реликтов низкотемпературных минералов и только регрессивный характер зональности минералов, отсутствие следов существования мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых должен бы быть обусловлен массовый высокотемпературный метаморфизм. В раннедокембрийских кристаллических комплексах нет метаморфизованных конгломератов, лавобрекчий и связанного с ними оруденения, которые типичны для фанерозойских осадочно-вулканогенных толщ. Магматическая природа этих комплексов настолько очевидна, что приходится удивляться почему она так долго не замечалась.

Все эти данные свидетельствуют о необходимости пересмотра традиционных представлений о генезисе раннедокембрийских кристаллических комплексов и связанного с ними оруденения. Анализ [3] свидетельствует, что небольшое еще гравитационное поле формировавшейся Земли и незначительная глубина раннего магматического океана обусловили низкое (менее 3 кб) давление в его основании, кристаллизовавшегося под влиянием роста нагрузки возникавших его верхних частей. Поэтому в этом основании образовалось

большое количество кислых остаточных расплавов, сформировавших в дальнейшем большой объем кислой кристаллической коры. При последующей аккреции состав остаточных расплавов изменялся до мафического, что обусловило возникновение слоистости в магматическом океане. Вследствие роста плотности с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³) в нем не возникала обширная конвекция и он остывал и кристаллизовался сверху вниз. Большая длительность этой кристаллизации объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд. лет и следов завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Кристаллизация глубинных частей магматического океана происходила в течение всей истории Земли.

На затвердевавшей верхней части кислого слоя магматического океана глубиной около 250 км происходило интенсивное выщелачивание возникших магматических пород под влиянием эманаций магматического океана и формирование ранних осадков. Это объясняет широкое распространение в раннедокембрийских комплексах кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов. Затвердевшие верхние части вместе с осадками периодически тонули и перекрывались новыми порциями магмы. Это объясняет чередование в разрезах кристаллических комплексов пара- и ортогнейсов. С течением времени в них возрастала доля парагнейсов. Вследствие постепенного остывания ранних горячих водоемов в них начали накапливаться карбонатные осадки. Гистограммы распределения температуры гиперстеновых и безгиперстеновых пород не различаются, поэтому присутствие гиперстена отражает не высокую температуру образования (гранулитовую фацию метаморфизма), а повышенную «сухость» исходных магм [3].

Отделение летучих компонентов из кристаллизовавшегося магматического океана приводило к образованию гидросферы Земли. Они выносили большое количество рудных компонентов, которые сначала концентрировались в водоемах, где накапливались ранние осадки. Это привело к образованию многочисленных стратиформных осадочно-гидротермальных, а затем гидротермальных месторождений. В кристаллизовавшихся магмах возникали магматические и остаточно-магматические месторождения.

На рис. 1 показана построенная с учетом этих данных схема размещения кристаллических комплексов и оруденения Алданского щита. Комплексы разделены по составу и соотношению в них пара- и ортогнейсов и по степени «сухости» их исходных магм, а месторождения – по генезису.

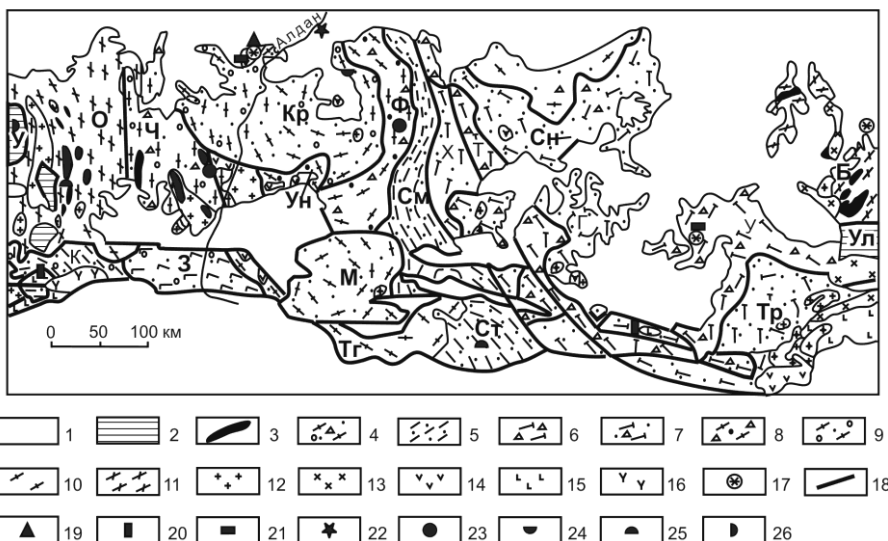


Рис. 1. – платформенный чехол; 2 – протерозойские осадочные бассейны; 3 – зеленокаменные пояса. Раннедокембрийские кристаллические комплексы.

Преимущественно парагнейсовые: 4 – карбонатно-парагнейсовые; 5 – парагнейсовые. Пара-ортогнейсовые: 6 – карбонатно-эндербитовые; 7 – гнейсово-эндербитовые; 8 – карбонатно-кристаллосланцевые; 9 – гнейсово-гранито-гнейсовые. Преимущественно ортогнейсовые: 10 – гранито-гнейсовые; 11 – тоналит-грондьемитовые. Поздние дифференциаты магматического океана: 12 – граниты; 13 – мангериты, рапакиви; 14 – габбро, диориты; 15 – анортозиты; 16 – сиениты; 17 – щелочно-ультраосновные породы. 18 – тектонические нарушения.

Названия комплексов: Б – Батомгский; Г – Гонамский; З – Зверевский; К – Курультинский; Кр – Курумканский; М – Мелемкенский; О – Олекминский; См – Сеймский; Сн – Суннагинский; Ст – Сутамский; Х – Холболахский; Т – Тыркандинский; Тг – Тангракский; Тр – Тырканский; Ул – Улканский; Ун – Унгринский; Ф – Федоровский; Ч – Чугинский. Главные типы оруденения. Магматические: 19 – платиновое в перидотитах; 20 – апатитовое в анортозитах.

Остаточно-магматические: 21 – апатитовое в карбонатитах; 22 – алмазы в лампроитах. Гидротермальные: 23 – скарновое флогопитовое; 24 – золотое и урановое. Осадочно-гидротермальные: 25 – железистых кварцитов; 26 – медное.

Рисунок отражает строение и рудоносность щита с учетом наиболее обоснованного механизма образования его пород и руд. Из него следует, что в западной и центральной частях щита распространены ранние малоглубинные дифференциаты магматического океана. Обогащенность

их водой является причиной развития здесь скарновых месторождений флогопита и железа, осадочно-гидротермальных железистых кварцитов и меди, а также гидротермальных месторождений золота и урана, связанных с мезозойскими щелочными дифференциатами океана. Магматические и остаточно-магматические месторождения встречаются и в восточной части щита.

Материалы подготовлены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0003

Литература:

1. Рузмайкина Т.В. Протопланетный диск: от идеи захвата к теории происхождения // Физика Земли. 1991. № 8. С. 5–14.
2. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра. 1982. 294 с.
3. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Я.: Изд. СВФУ. 2018. 244 с.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

ДРЕВНЕЙШИЕ АЛМАЗЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Егорова Е.О., Линденблот Е.С.
*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, avp-diamond@mail.ru*

Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы отличаются максимальным разнообразием морфологических типов алмазов, которое существенно выходит за рамки разнообразия алмазов из фанерозойских кимберлитов платформы. При этом известные здесь кимберлитовые тела преимущественно мезозойского возраста не алмазоносны или убого алмазоносны и не могут определять высокую россыпную алмазоносность региона. К тому же алмазы в этих россыпях по ряду типоморфных особенностей не соответствуют алмазам не только из известных в регионе кимберлитов, но и алмазам из кимберлитов вообще. Это противоречие дает основание предполагать здесь иные, не кимберлитовые типы источников алмазов. По результатам изучения алмазов из россыпей и общей геологической ситуации на северо-востоке Сибирской платформы предполагается существование докембрийских коренных источников алмазов [1–4]. На северо-востоке платформы такие источники пока не найдены, однако на ее южном обрамлении на Восточном Саяне имеется Ингашинское поле алмазоносных лампроитов рифейского возраста. В свою очередь, потенциально «древние» алмазы также различаются между собой как по типам коренных источников, так и по своим экзогенным изменениям, свидетельствующим о различной их истории после высвобождения из коренных источников. В данной работе по результатам изучения потенциально докембрийских алмазов [2] выделены алмазы из наиболее древних коренных источников, имеющие наиболее длинную седиментологическую историю.

Материалом для исследования послужили алмазы из промышленной россыпи северо-востока Сибирской платформы по ручью Моргогор (приток реки Эбелях), предоставленные АО «Алмазы Анабара». Средний вес изученных кристаллов составляет около 1 карата. Все алмазы получены из руслового аллювия.

С позиции полигенности алмазов из россыпей северо-востока платформы и полихронности их коренных источников мы выделяем среди россыпных алмазов Сибирской платформы пять типов [2]: 1 -

кимберлитовый тип, 2 - алмазы из неизвестного типа источников, предположительно лампроитов (округлые додекаэдриды), 3 - кубоиды II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [5] из неизвестного типа источников, 4 - алмазы V-VII разновидности [5] из неизвестного типа источников, 5 - алмазы XI разновидности (якутиты) [5] из Попигайской астроблемы.

Следовательно, для трех групп алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы предполагаются неизвестные типы коренных источников. Ориентируясь на «признаки древности», обоснованные в [4] и доработанные нами [2], мы определяем возраст этих источников как докембрийский.

Из «признаков древности» в рамках данной работы остановимся на механическом износе алмазов [6].

На алмазах из россыпей, сформированных за счет фанерозойских источников (россыпи прибрежно-морского генезиса, связанные со среднепалеозойскими кимберлитами) степень износа не превышает слабую, это преимущественно леденцовая скульптура и выкрашивание острых ребер сколов и вершин.

Потенциально докембрийские алмазы (округлые додекаэдриды, алмазы II и V-VII разновидностей) имеют весьма широкий диапазон степени износа, от слабой, практически не фиксируемой визуально, до высокой, а алмазы V-VII разновидности могут быть овализованы полностью.

Таким образом, механический износ наиболее заметен на алмазах экзотических типов из потенциально докембрийских коренных источников. Но и среди этих алмазов степень износа различается. Максимальная степень износа, вплоть до полной овализации, характерна для алмазов V-VII разновидности (рис. 1).

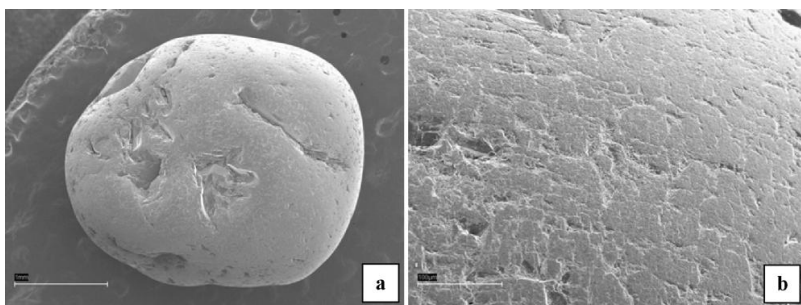


Рис. 1. Особенности механического износа алмазов V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы. А – общий вид окатанного кристалла; б – детали механогенного рельефа

Износ округлых додекаэдров и кубовидов II разновидности обычно не превышает средней степени, и часто визуально вообще не фиксируется. Высокая окатанность алмазов V-VII разновидности определенно показывает значительно более длинную седиментологическую историю этих алмазов, т.е. возраст их источников древнее, чем возраст двух других групп потенциально докембрийских алмазов.

Следовательно, возраст потенциально докембрийских источников алмазов также различен и наиболее древние из них - это источники алмазов V-VII разновидности.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН, а также при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70063/18.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.М. // Записки РМО. 2009. № 2. С. 1-13.
2. Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др. // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. № 3. С. 335-353.
3. Горина И.Ф. // Россыпная алмазность Средней Сибири (сборник статей). Л. НИИГА. 1973. С. 49-54.
4. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. // М. Недр. 1976. 134 с.
5. Орлов Ю.Л. // М. Наука. 1984. 264 с.
6. Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. // Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. New Delhi: Springer India. 2013. V. 1. P. 317-321.

НОВЫЕ АСПЕКТЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Самданов Д.А., Егорова Е.О.,
Линденблот Е.С.**

*Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева,
г. Новосибирск, avp-diamod@mail.ru*

В пробах пиропов, полученных в русловом аллювии рек Улахан-Юэнтэ, Куччугуй-Юэнтэ - правых притоков реки Кютюнгдэ к северу от нее, содержится 25-60% пиропов алмазной ассоциации. При этом алмазы в пробах обычные, соответствующие кимберлитам, но их количество вдвое превышает количество пиропов. Эта ситуация совершенно не характерна для россыпей, связанных с кимберлитами Сибирской платформы. К югу от реки Кютюнгдэ в россыпях содержатся обычные пиропы, доля пиропов алмазной ассоциации 7-8%, алмазов значительно меньше, чем пиропов, здесь прогнозируется среднепалеозойское кимберлитовое поле и уже найдены первые кимберлитовые трубки. Русла рек Улахан-Юэнтэ,

Куччугуй-Юэттэх располагаются на выступе докембрийских пород на южном склоне Оленекского поднятия. Поэтому мы высказываем осторожное предположение, что в бассейнах этих рек могут быть не среднепалеозойские кимберлиты, а глубинные алмазоносные породы докембрийского возраста, из которых происходят необычные ассоциации пиропов и большое количество алмазов. Кроме того, Э.А. Шамшина нашла пиропы в базальных горизонтах нижнекембрийских пород, куда они могли попасть только из докембрийских источников [1]. Это позволяет расширить представления об алмазоносности Сибирской платформы, включив в нее докембрийскую эпоху алмазоносного магматизма.

Литература:

1. Шамшина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. – Якутск. ЯФ СО АН СССР. 1986. 112 с.

НОВАЯ НАХОДКА ФЛОГОПИТА С КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ШПИНЕЛИДОВ В КИМБЕРЛИТАХ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)

Бабушкина С.А.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
sssta@list.ru*

В последнее десятилетие изучению флогопита из кимберлитов продолжает уделяться пристальное внимание. Этому послужили новые находки данного минерала в качестве сингенетического включения в алмазах, и отведение ему лидирующей роли индикатора мантийного метасоматоза. Одновременно с этим появились новые публикации, посвящённые исследованию и кимберлитам трубки Удачная, особенно из восточной части тела – его неизменной разности, признаваемой многими исследователями глубинной первичной выплавкой.

В ходе нашего предыдущего изучения вкрапленников флогопита из кимберлитов Якутии было установлено, что при прочих равных условиях часть из них содержит в себе кристаллические включения разных минералов, в том числе и шпинелидов – от ультравысокохромистых пикрохромитов до низкохромистых пикроферрихромитов. В частности в

трех вкрапленниках флогопита из трубки Удачная были диагностированы одиночные включения высокохромистых пикрохромитов.

В результате нынешних работ среди восьми зерен флогопита, не затронутых процессами вторичных изменений, оказалось одно, в котором, в отличие от предыдущих находок, визуализируются многочисленные включения шпинелидов (рис. 1). Как видно на фотографии, само зерно слюды имеет похожую на бочонкообразную форму (габитус толстотаблитчатый, присущий, по нашим наблюдениям, всем ксенокристаллам флогопита в кимберлитах). По составу оно отвечает аналогам из флогопит-ильменит-пироксеновых пород. Это высокомагнезиальная ($Mg\#$ 92%) с повышенным количеством TiO_2 (порядка 2 мас. %) и Cr_2O_3 (1,2 мас. %) слюда (рис. 2). Подобный состав имели и изученные нами ранее флогопиты с одиночными включениями шпинелидов.

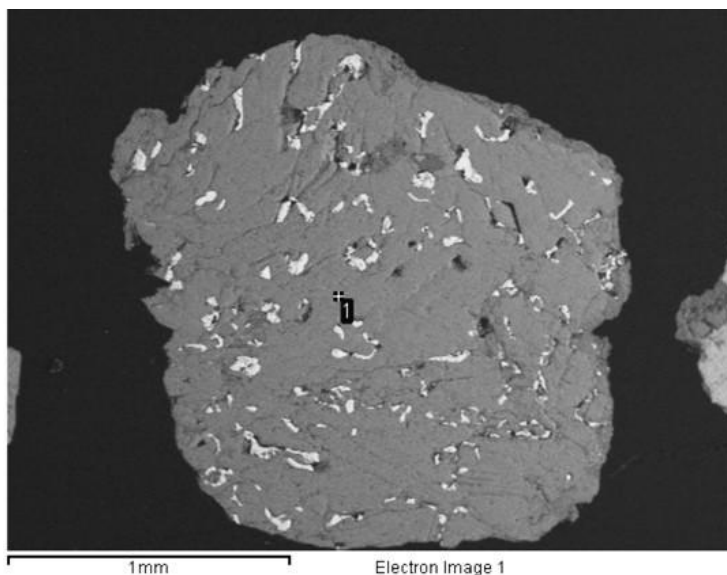


Рис. 1. Зерно флогопита с кристаллическими включениями шпинелидов, тр. Удачная

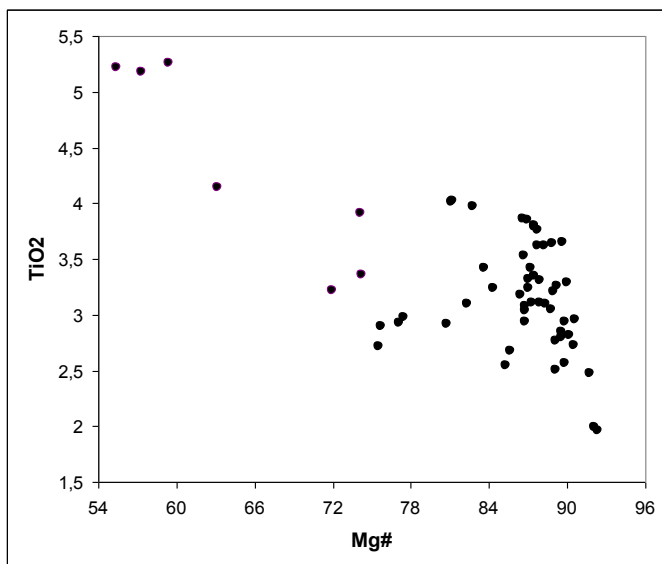


Рис. 2. Соотношение TiO_2 и $\text{Mg\#}$ во флогопитах вкрапленников и основной массы тр. Удачная

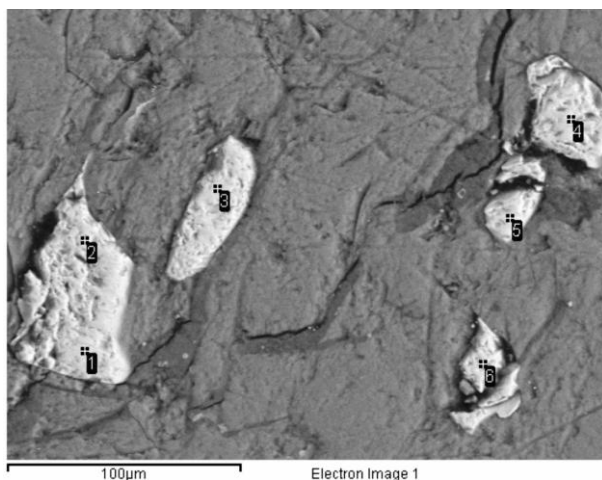


Рис. 3. Микровключения шпинелидов в макрокристалл флогопита

На рис. 3 видно, что кристаллиты шпинелидов не имеют собственной огранки, зерна не успели сформировать кристаллы в ходе быстрого роста флогопита. Их размер не превышает 100 мкм.

Таблица

Состав микрокристаллов шпинелидов во вкрапленнике флогопита
из тр. Удачная

MgO	Al₂O₃	TiO₂	Cr₂O₃	FeO	Total
9,94	5,92	2,58	50,89	28,1	97,44
9,32	6,15	2,56	49,95	29,54	97,52
10,3	5,79	2,77	52,31	28,48	99,65

Состав шпинелидов колеблется в незначительных пределах и соответствует высокохромистому пикрохромииту. Однако следует отметить, что содержание хрома в данных включениях несколько выше, а титана ниже, нежели в изученных нами ранее одиночных включениях этого минерала во вкрапленниках флогопита из кимберлитов тр. Удачная.

ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК НАКЫНСКОГО И АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЕЙ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Бардухинов Л.Д., Спецнус З.В.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА"
(ПАО), г. Мирный, bardukhinovld@alrosa.ru*

Включения в алмазах являются важнейшим источником информации о составе алмазообразующих сред. С целью установления среды кристаллизации природных алмазов и состава исходных материнских пород литосферной мантии Якутской алмазоносной провинции нами проведены исследования физических свойств алмазов и включений в них из двух полей этого региона – Накынского и Алаakit-Мархинского, методами инфракрасной спектроскопией (ИК) и комбинационного рассеяния (КР).

Визуальная идентификация включений в алмазе с использованием бинокулярного микроскопа не всегда корректна, в силу оптических особенностей минеральных включений в алмазе, а также субъективного подхода исследователя. В тоже время, спектроскопическое исследование минералов-включений позволяет исключить все недостатки, связанные с идентификацией включений визуально. Одним из современных и инновационных подходов в изучении включений в алмазе является КР-спектроскопия.

Для исследования были отобраны алмазы из геологических коллекций кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля (30 лет Айхалу, Восток, Озерная, Чукукская, Айхал, Заря, Юбилейная, Краснопресненская, Комсомольская, Радиоволновая, Молодость, Соболева, Одинцова, Сытыканская) и из трубок Накынского кимберлитового поля (Нюрбинская, Ботуобинская. Необходимо отметить, что все исследования проведены неdestructивными методами с сохранением целостности изученных алмазов.

Съемка спектров комбинационного рассеяния включений в алмазах выполнена с использованием КР микроскопа InVia (фирма Renishaw, Великобритания). Все спектры сняты при комнатной температуре. Источник возбуждения – твердотельный лазер КР микроскопа, $\lambda=532$ (785) нм, мощность 100 мВт. Объектив 50x (Leica). Использовалась отражательная голографическая дифракционная решетка 1800 (1200) лин/мм, измеряемый спектральный диапазон при возбуждающем излучении 532 нм составлял 100–1800 см^{-1} . Приемником излучения служила Пельтье-охлаждаемая CCD-матрица 1024×256, размер пикселя 26 мкм. Заявленное производителем спектральное разрешение не хуже 0,5 см^{-1} в видимом диапазоне (при использовании соответствующих комбинаций источников света, объективов и решеток), воспроизводимость не хуже 0,1 см^{-1} . Калибровка прибора осуществлялось с помощью монокристаллического кремниевого стандарта. Идентификация включений в алмазах осуществлялась с использованием библиотеки Рамановских спектров RENISHAW и программного обеспечения Crystal Sleuth.

Минеральные включения в алмазах кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Накынского кимберлитовых полей представлены графитом, оливином, хромитом, пиропом, гранатом, хромдиопсидом, омфацитом, рутилом, сульфидами, коэситом и собственно самим алмазом. Наиболее распространены включения оливинов, гранатов и графитов. Характерные спектры идентифицированных минералов-включений приведены ниже (рис. 1).

В кимберлитовых телах Накынского и Алакит-Мрахинского кимберлитового поля, обнаружены сингенетические включения перидотитовой (оливин, хромит, малиновый пироп, энстатит и хромдипсид) и эклогитовой (оранжевый гранат, омфацит, коэсит) ассоциаций. Среди эпигенетических включений в алмазах наиболее распространенным является графит. Статистическая оценка распространенности твердых включений и их ассоциаций определена, главным образом, при визуальном исследовании включений, подтвержденным в большинстве случаев рамановской спектроскопией.

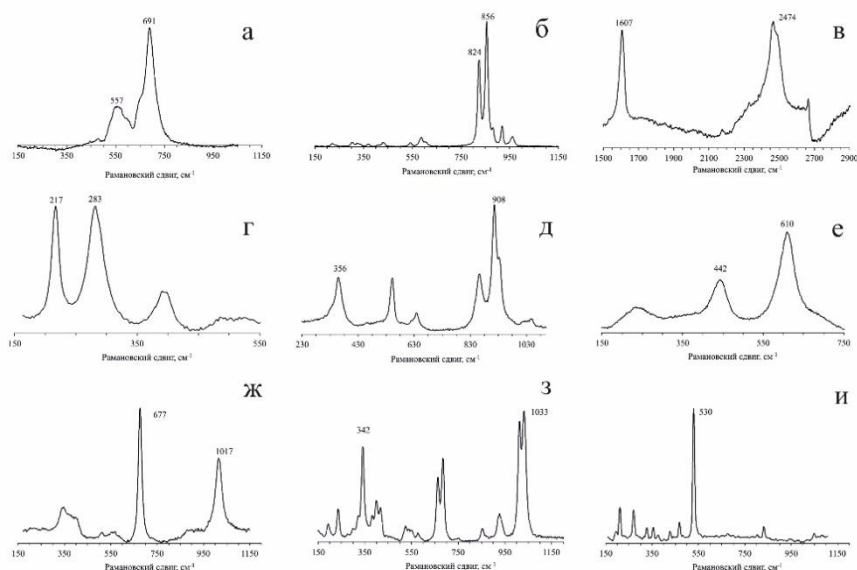


Рис. 1. Спектры комбинационного рассеяния включений в алмазах из кимберлитов Якутской алмазодобывающей провинции: а - хромит, б - оливин, в - графит, г - сульфид, д - пироп, е - рутил, ж - омфацит, з- энстатит, и- коэсит.

Установлено, что общее содержание включений обычно составляет более 50% от общего количества кристаллов. Основную массу включений составляют сульфиды и включения графита. Так как включения графита и сульфидов не могут быть соотнесены с определенными парагенетическими ассоциациями методом КР спектроскопией, результаты приведены без учета данных включений.

Проведенные нами инструментальные исследования по диагностике минеральных включений в алмазах, для уже изученных кимберлитовых

трубок в большинстве случаев подтвердили соотношение эклогитовых и перидотитовых ассоциаций включений, также подтвердилось заметное отличие алмазов из Накынского кимберлитового поля, где на порядок выше содержание кристаллов с включениями основного состава в сравнении с таковыми из Алаakit-Мархинского поля [1, 2]. По данным [1-3] доля сингенетических включений эклогитовой ассоциации составляет для алмазов трубки Ботуобинская от 20 до 40 %, Нюрбинская до 40%, Сытыканская менее 1%, Юбилейная около 0,6%, Комсомольская - 5%, в трубке Айхал - не встречены, что, в целом, указывает на сопоставимость этих данных с результатами КР спектроскопии нашей работы.

По оптико-спектроскопическим свойствам выделены три группы алмазов, в зависимости от общего содержания структурной примеси азота: «безазотные» ($N_{\text{tot}} < 25 \text{ ppm}$), «малоазотные» ($N_{\text{tot}} < 300 \text{ ppm}$) и «среднеазотные» ($N_{\text{tot}} 300-600 \text{ ppm}$). Для трубок со средней и высокой алмазоносностью (тр. Нюрбинская, Ботуобинская, Айхал, Сытыканская, Комсомольская, Краснопресненская, Юбилейная и Заря) доля «безазотных» алмазов в выборке составляет менее 13%, для высокопродуктивных трубок менее 10%. Среди убого алмазоносных тел (тр. 30 лет Айхалу, Восток, Озерная, Одинцова, Молодость, Радиоволновая, Соболева и Чукукская) данный показатель составляет выше 13%. В исследованных выборках наблюдаются три группы алмазов, в зависимости от степени агрегации примеси азота (В%): 1) 25-45, 2) 55-75 и 3) 85-100%. Зафиксировано, что для трубок со средней и высокой алмазоносностью характерен один широкий максимум в распределении алмазов по степени агрегации азота (20-60%), в то время как для трубок с низкой алмазоносностью в распределении наблюдаются три моды, что может быть обусловлено множественностью геохимических условий и РТ-условий образования, а также посткристаллизационного отжига алмазов. Следует отметить, что суммарная доля алмазов со степенью агрегации азота около 25 и 45% для высоко и среднеалмазоносных трубок превышает 35 % от выборки, а для низкоалмазоносных тел данный показатель ниже 35%.

Таким образом, большинство низкопродуктивных кимберлитов Алаakit-Мархинского поля имеет повышенную долю алмазов эклогитового парагенезиса (без учета включений сульфидов), «безазотных» кристаллов и пониженное содержание алмазов со степенью агрегации азота около 25 и 45%.

Литература:

1. Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии. // ДАН СССР, 1977, 237, №6, с. 1475-1478.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 603 с.
3. Бардухинов Л.Д., Специус З.В., Кислов Е.В., Иванов А.С., Монхоров Р.В. Парагенезисы включений гранатов в алмазах из кимберлитов Якутии по данным рамановской и ИК-спектроскопии. // ЗРМО. 2018. № 2. С. 25–35.

РЕДКИЕ КАРБОНАТЫ – НЕСКВЕГОНИТ И ДИПИНГИТ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТИЯ)

Заякина Н.В., Олейников О.Б., Угапова С.С.

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

Описана первая находка водных карбонатов магния несквегонита и дипингита в кимберлитовой трубке Обнаженная, расположенной в пределах Куойкского поля. Трубка сложена кимберлитовой брекчией с большим количеством разнообразных по составу ксенолитов практически неизмененных мантийных пород. Оливин порфировых выделений и мантийных пород в целом не изменен. Основная масса породы карбонат-серпентинового состава. Несквегонит и дипингит – редкие минералы и в связи с кимберлитовыми породами они отмечены впервые. Минералы обнаружены на скальном выходе трубки Обнаженная в виде белых корок толщиной до 5 мм, фрагментарно занимающих площадь несколько десятков квадратных метров.

Для диагностики и изучения корок использованы следующие методы: рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия и рамановская спектроскопия. В результате комплексного исследования установлено, что основными минералами этих эпигенетических образований являются водные карбонаты: несквегонит – $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и дипингит – $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Кроме того, по данным КР спектроскопии в незначительном количестве фиксируется гидромагнетит $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Рентгенограмма исследованного микрозернистого агрегата белого цвета приведена на рис 1.

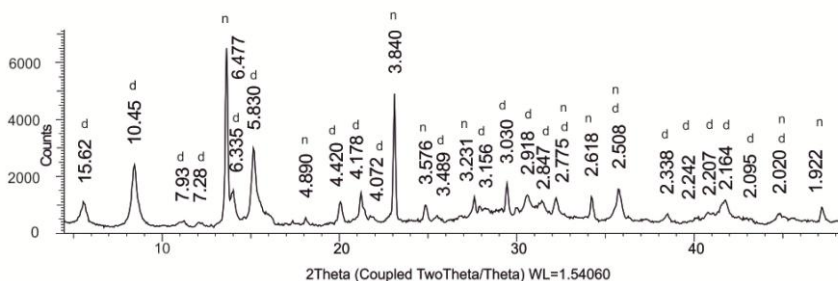


Рис. 1. Фрагмент рентгенограммы микрозернистого агрегата белого цвета: d – дипингит, n – несквегонит

Несквегонит обычно образуется в приповерхностных условиях и является эпигенетическим минералом. Впервые он был найден в угольной шахте Несквегонинг, Пенсильвания, США [7], а также установлен в серпентинитах [8]. В России он обнаружен на Балейском золоторудном месторождении, где он образует корочки толщиной 2–5 мм на стенках выработок вокруг устья горизонтальных скважин, вскрывших минеральные воды, циркулирующие вдоль тектонических зон [4]. Минерал также диагностирован среди вулканических эксгаляций на Камчатке [1], в Челябинских угольных отвалах [6] и в виде белых корок на Титовском магнезильно-скарновом месторождении боратных руд [3].

Дипингит также формируется в приповерхностных условиях. Совместно с несквегонитом он встречен на поверхности серпентинитов [8], среди вулканических эксгаляций на Камчатке и в отвалах Челябинского угольного бассейна [1, 6]. Дипингит образуется при преобразовании несквегонита в гидромагнезит $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$, который в последствии превращается в более устойчивый магнезит $MgCO_3$. Эти фазовые переходы в системе $Mg-CO_2-H_2O$ подробно рассмотрены в работе [5].

На скальном выходе трубки Обнаженная минералы слагают белые корочки, которые состоят из радиально-лучистых агрегатов водяно-прозрачных зерен и микрокристаллических агрегатов белого цвета. В последних встречаются участки, сложенные хаотично ориентированными призматическими кристаллами несквегонита размером до 100 мкм (рис. 2, а). Там же присутствуют участки, выполненные розовидными агрегатами кристаллов дипингита размером до 30 мкм (рис. 2, б). В отдельных

полированных образцах микрокристаллических агрегатов белого цвета установлено, что призматические кристаллы нексвегонита замещаются хлопьевидными агрегатами дипингита с образованием в виде промежуточной фазы гидромагнезита. На контакте с кимберлитовой брекчией в белой корочке присутствуют фрагменты породы, сложенные слюдой, серпентином, кальцитом и оливином.

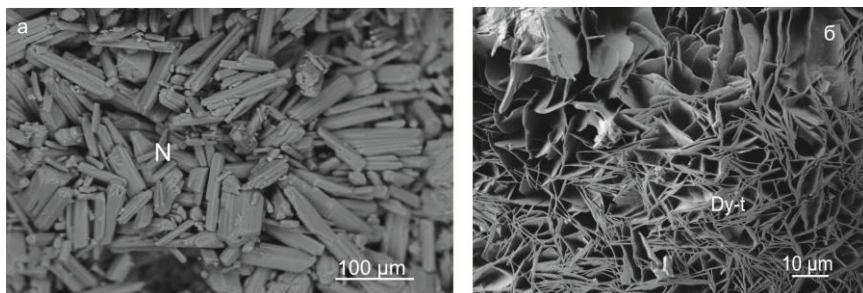


Рис. 2. SEM изображение кристаллов нексвегонита в виде призматических кристаллов (а) и дипингита в виде агрегатов пластинчатых кристаллов (б)

Обнаруженные нами водные карбонаты Mg существенно дополняют коллекцию минералов кимберлитовых пород. Они являются эпигенетическими минералами, происхождение которых связано с выветриванием силикатных минералов, в частности серпентина. Схема формирования изученных водных карбонатных минералов, по-видимому, близка к предложенной в работе [8]. В наших условиях дождевые осадки или вода, образовавшаяся в результате таяния снега, фильтруется через осыпь, расположенную в верхней части обнажения кимберлитовой трубки. После просачивания растворы, обогащенные за счет кимберлитовых минералов Mg и CO_2 , попадают на вертикальную скальную стенку кимберлитовой брекчии, где в результате испарения происходит отложение водных карбонатных минералов. Таким образом, несмотря на то, что внедрение кимберлитовой трубки произошло в юре [2], нексвегонит и дипингит, связанные с кимберлитовыми породами, образовались в современное время благодаря совпадению ряда природных факторов и, прежде всего, наличию уникального природного обнажения кимберлитовых пород.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СОРАН (проект 0381-2019-0003)

Литература:

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К., Серафимова У.К., Сергеева С.В. Хлорартинит $\text{Mg}_2(\text{CO}_3)\text{ClOH}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал вулканических эксгальций // ЗВМО. 1998. № 2. С. 55–59.
2. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / отв. ред. д.г.-м.н. В.С. Шкодзинский. – Якутск: Изд-во ООО РИЦ «Офсет». 2010. 171 с.
3. Павловский А.Б., Печенкин И.Г., Луговская И.Г. Геолого-промышленные типы месторождений полезных ископаемых. Олово / Учебное пособие. М.: ВИМС. 2015. 52 с.
4. Писарский Б.И., Конев А.А.. О находке несквегонита в Забайкалье. // ДАН СССР. 1971. Т. 200. № 6. С. 1423–1425.
5. Ballirano P., De Vito C., Mignardi S., Ferrini V. Phase transitions in the $\text{MgCO}_2\text{H}_2\text{O}$ system and the thermal decomposition of dypingite, $\text{Mg}_3(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2\cdot 5\text{H}_2\text{O}$: Implications for geosequestration of carbon dioxide // Chemical Geology. 2013. V. 340. 59–67.
6. Chesnokov B., Kotrly M. and Nisanbajev T. Brennende Abraumhalden und Aufschlüsse im Tscheljabinsker Kohlenbecken - eine reiche Mineralienküche // Mineralien-Welt. 1998. 9 (3). P. 54–63.
7. Genth F.A., Penfield S.L. On lansfordite, nesquehonite, a new mineral, and pseudomorphs of nesquehonite after lansfordite // American Journal of Science. 1890. 139. P. 121–137.
8. Wilson S.A., Dipple G.M., Power I.M., Thom J.M., Anderson R.G., Raudsepp M., Gabites J.E. and Southam G. Carbon Dioxide Fixation within Mine Wastes of Ultramafic-Hosted Ore Deposits: Examples from the Clinton Creek and Cassiar Chrysotile Deposits, Canada // Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology. 2009. V. 104. P. 95–112.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ КУБИЧЕСКОГО ГАБИТУСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И РОССЫПЕЙ

Зедгенизов Д.А.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г.
Новосибирск, zed@igm.nsc.ru*

Многолетние исследования показали, что основными формами роста природных алмазов являются октаэдры с плоскими гранями и кривогранные кристаллы кубического габитуса, описываемый как кубоид.

Согласно существующим представлениям такие алмазы образуются в результате нормального механизма при высокой скорости роста в условиях больших пересыщений в отличие от алмазов октаэдрического габитуса, образовавшихся путем послойного роста [1]. Рост кристаллов кубического габитуса приводит к образованию рельефных поверхностей подобно таковым, как это наблюдается для граней пинакоида на кристаллах гидротермально-выращенного синтетического кварца. Однако, вопрос об условиях, приводящих к образованию алмазов кубического габитуса, как правило имеющих волокнистое строение, до настоящего времени является дискуссионным, преимущественно вследствие того, что рост таких кристаллов не был воспроизведен экспериментально.

Проведенные исследования позволили установить, что разные поверхностные свойства совместно растущих грани октаэдра и поверхности кубоида алмаза определяют разное вхождение примеси азота. Кроме этого, показано, что рост алмазов разного габитуса сопровождается небольшим фракционированием изотопов углерода, но в значительной степени не может определять широкие вариации изотопного состава углерода природных алмазов.

Существенные вариации минералогических и геохимических характеристик алмазов (парагенезис минеральных включений, изотопный состав углерода и азота, содержание и степень агрегации азотных дефектов и др.) свидетельствует о том, что образование алмазов могло происходить многократно в многочисленных локализованных участках континентальной литосферы и сублитосферной мантии. Большинство алмазов, которые содержат включения минералов мантийных пород, представлены либо кристаллами октаэдрического габитуса, либо кривогранно-округлыми индивидами (додекаэдроидами и др.), которые образовались в результате частичного растворения.

Образование алмазов кубического габитуса обычно связывают с этапом внедрения протокимберлитового расплава незадолго до события извержения. Это предположение основывается на том, что значительная часть таких алмазов характеризуются узким диапазоном вариации содержания азота и изотопного состава углерода и низкой степенью агрегации азотных дефектов (тип Ib-IaA) [2]. Полученные новые данные, однако, в значительной мере расширили этот диапазон. Это позволило установить, что условия образования кубоидов не всегда отличаются от условий образования более распространенных алмазов октаэдрического габитуса. При этом показано, что образование кубоидов может происходить до образования кристаллов, имеющих форму октаэдра[3,4].

Теоретически, высокая скорость роста способствует образованию несовершенных кристаллов, подобных алмазам кубического габитуса, и захвату многочисленных включений среды кристаллизации, в то время как при послойном росте вероятность захвата таких включений намного меньше [2]. Несмотря на то, что относительно крупные минеральные включения в кубоидах встречаются очень редко, большинство из них содержат многочисленные микровключения, которые представляют собой многофазные дочерние ассоциации мантийных флюидов/расплавов, которые были захвачены алмазом в процессе роста. В настоящее время, на базе существующих данных по составу микровключений в природных алмазах из разных месторождений мира, рассматриваются несколько моделей образования и эволюции алмазообразующих сред. Именно с такими процессами может быть связано и образование кимберлитовых и лампроитовых магм.

Находки кубоидов в ксенолитах подтверждают их образование в результате взаимодействия глубинных флюидов или расплавов с породами мантийных субстратов [5]. Такие процессы могут либо непосредственно предшествовать событию извержению кимберлитов, как это предполагалось ранее, так и происходить значительно ранее, сохраняясь затем в литосфере на протяжении значительного периода. Таким образом, предполагается, что только после образования алмазов разной морфологии (октаэдров, кубоидов, додекаэдронидов) происходит их захват и вынос на поверхность кимберлитовым расплавом. Вероятно, именно на этом этапе происходило интенсивное частичное растворение кристаллов. Следы частичного растворения характерны как для алмазов октаэдрической зональностью, так для алмазов изначально кубического габитуса [6]. После выноса на поверхность все алмазы также могут быть перемещены на значительное расстояние в результате денудации кимберлитовых месторождений. Это может привести к образованию аллювиальных россыпей с большим содержанием алмазов кубического габитуса, подобных таковым в бассейне реки Эбелях на северо-востоке Сибирской платформы.

Работа выполнена в рамках государственного задания при поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00249).

Литература:

1. Sunagawa I. Growth and morphology of diamond crystals under stable and metastable conditions // J. Crystal Growth. 1990. V. 99. P. 1156-1161.
2. Boyd S.R., Pineau F., Javoy M. Modeling the growth of natural diamonds // Chem. Geol. 1994. V. 116. P. 29-42.

3. Zedgenizov D.A., Harte B., Shatsky V.S., Politov A.A., Rylov G.M., Sobolev N.V. Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 45-57.

4. Skuzovatov S.Yu., Zedgenizov D.A. Protracted fluid-metasomatism of the Siberian diamondiferous subcontinental lithospheric mantle as recorded in coated, cloudy and monocrystalline diamonds // Mineral. Petrol. 2019.

5. Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Griffin W.L. Diamond formation during metasomatism of mantle eclogite by chloride-carbonate melt // Contrib. Mineral. Petrol. 2018. P. 173-184.

6. Павлушин А.Д., Зедгенизов Д.А., Пироговская К.Л. Кристалломорфологическая эволюция роста и растворения кривогранных кубических кристаллов алмаза из россыпей Анабарского алмазоносного района // Геохимия. 2017. №12. С. 1141-1152.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ ЛУЕЛЕ

Иванов А.С.¹, Сомов С.В.²

*1 - Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА"
(ПАО), г. Мирный, ivanovas@alrosa.ru*

2 - ГРО «КАТОКА» АНГОЛА

В данной работе авторами сделана попытка установить процесс формирования кимберлитовой трубки Луеле. В административно-географическом отношении кимберлитовая трубка Луеле располагается на северо-востоке Республики Ангола в северо-западной части провинции Лунда Сул (Lunda Sul). По результатам выполненных геолого-геофизических работ предполагается, что месторождение Луеле представлено двумя сопряженными и слабо эродированными трубками (Луеле-СВ и Луеле-ЮЗ). Кимберлитовые породы трубок полностью перекрыты песчаными и песчано-глинистыми отложениями формации Калонда, группы Калахари, а также осадками четвертичного возраста суммарной мощностью 53-65 м. Контакт перекрывающих отложений с породами трубки субгоризонтален. Основана работа на анализе частот встречаемости основных парагенезисов по Н.В. Соболеву [2] и частот встречаемости кластерных групп составов пиропов по Dawson J.B. и Stephens W.E [3]. Изучены в работе и частоты встречаемости разных размеров зерен алмазов из трех по алмазоносности блоков кимберлитов (рис. 1).

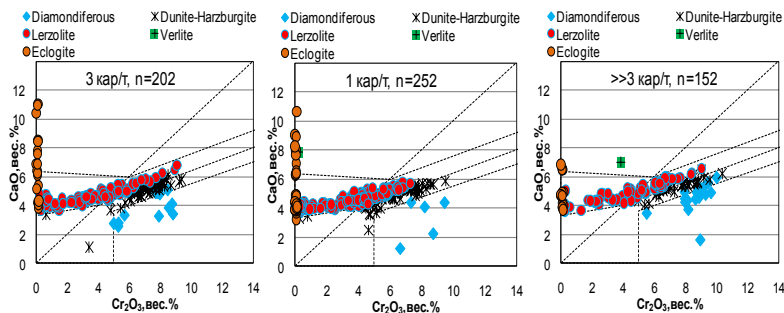


Рис. 1. Диаграммы Н.В. Соболева составов пиропов

В верхнем интервале (95-185 м) первая диаграмма слева) кимберлитового тела расположен блок кимберлитов с алмазонасностью около на уровне 3 карата/тонну. В этом блоке кимберлитов наименьшее преобладание (в 2,2 раза) хромистых пиропов лерцолитовых парагенезисов над дунит-гарцбургитовыми, чем в подстилающем блоке (рис. 2).

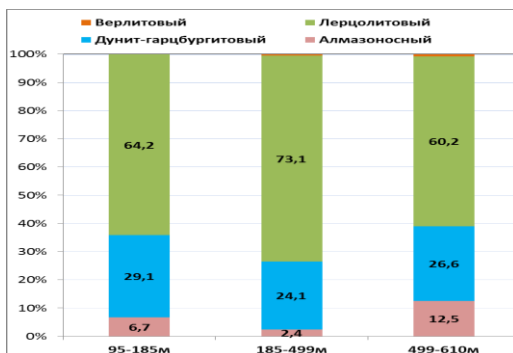


Рис. 2. Соотношения парагенезисов пиропов по Н. В. Соболеву [2]

Ниже в среднем блоке кимберлитов интервала (185-499 м), где алмазонасность около 1 карата/тонну. Для хромистых пиропов сохраняется наибольшее преобладание хромистых пиропов лерцолитовых парагенезисов над дунит-гарцбургитовыми, примерно в 3 раза. В интервале (499-610 м) алмазонасность резко вырастает до 4 карат/тонну, а соотношение парагенезисов остается примерно на уровне верхнего блока, примерно в 2,26 раза, но при этом и в два раза больше зерен пиропов алмазоносных парагенезисов по Н.В. Соболеву [2].

Преобладание пиропов, которые кристаллизуются при более высоких давлениях, над пиропами лерцолитовых парагенезисов, характеризует эти блоки кимберлитовых пород как образованные при больших давлениях, чем средний блок кимберлитов (185-499 м). Преобладание лерцолитовых парагенезисов хромистых пиропов над дунит-гарцбургитовыми в среднем горизонте кимберлитовой трубки, указывает на более низкие параметры температур и давлений для образований минералов этого блока кимберлитов. На полученных данных авторы утверждают, что верхний (блок кимберлитов – горизонт диатремы) сложен кимберлитовым веществом, которое выброшено одновременно при взрыве из больших глубин. Подстилающий же блок кимберлита (185-499 м) менее богат на алмазы. В этом среднем интервале кимберлитовой трубки присутствуют в большем количестве составы высокотитанистых пиропов кластерной группы G2 по классификации. На основании этих характеристик, можно предположить, что в этих рудах велика вероятность наличия весьма крупных алмазов (более 100 карат), так как в группе G2 преобладают пиропы алмазоносных вебстеритовых парагенезисов, которые обнаружил Моог в 2009 году во включениях гигантских алмазов тр. Коровэ (Ботсвана) [4].

В низкомарганцовистых зернах пиропов горизонта (185-499 м) содержания никеля по нашим данным [1] высокое до 85 ppm, что также связано и с процессами метасоматоза. Кимберлиты, вскрытые в этом интервале, выбрасывались из более низких горизонтов мантии, чем залегающие ниже и выше по разрезу, в этом горизонте больше чем в других зерен пиропов лерцолитовых парагенезисов. В кимберлитах из интервала (499-610 м) преобладают зерна пиропов с более высоким содержанием марганца и меньшим никеля, т.е. эти зерна пиропов росли с меньшим окружением зерен клинопироксенов. Ниже ко всему изложенному приведена также диаграмма магнитных свойств кимберлита по колонке скв. L4785 (рис. 3).

Характерные особенности составов хромистых пиропов группы G10 и находки крупных алмазов в верхних горизонтах кимберлитовой тр. Луеле при такой неравномерной алмазоносности этих блоков дали авторам основание для описания данной модели ее формирования.

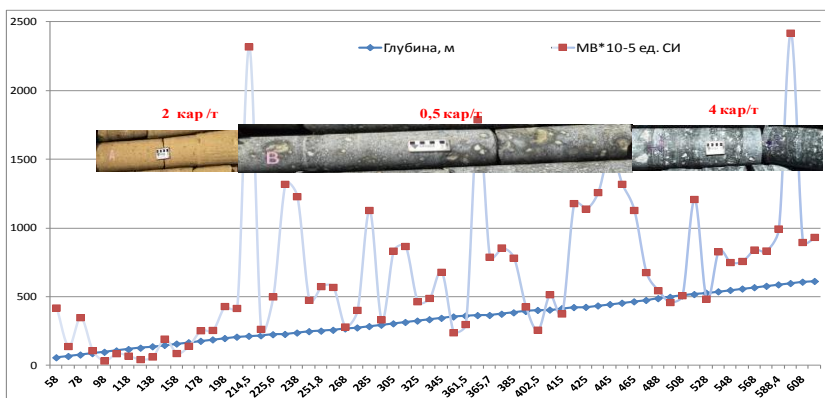


Рис. 3. Магнитные свойства кимберлитов по скважине L4785

Диаграмма (рис. 3) показывает, как с глубиной кимберлита уменьшается тренд намагниченности и увеличивается его алмазоносность. В среднем блоке намагниченность характеризуется ступеньками восстановительных и окислительных условий кристаллизации кимберлитового тела. Такие выбросы кимберлитового вещества с высокими показателями намагниченности и алмазов происходили, очевидно, в разное время, а не во время единого взрывного выброса, что характерно для горизонта 95-189 м. Небольшие интервалы кимберлитов с высокими показателями намагниченности и низкими (185-499 м), в среднем блоке образовывались импульсивно. Образование этих блоков кимберлитов происходило при восстановительных и окислительных условиях с метасоматозам. Верхний блок кимберлитов был выброшен первым при взрыве с большей долей алмазов, а подстилающий блок 185-455 м претерпел изменения метасоматоза с увеличением высоко титанистых зерен пиропов и понижением в два раза алмазоносности. В целом, с глубиной (499-610 м) кимберлит тр. Луеле характеризуется меньшей степенью намагниченности, и алмазы и минералы кристаллизовались в условиях восстановительных с увеличением зерен алмазоносных дунит – гарцбургитовых парагенезисов.

Литература:

1. Иванов А.С., Феликс Ж.Т., Стегницкий Ю.Б. Составы пиропов из кимберлитов с разной алмазоносностью трубки Луеле (Ангола) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 2. С. 93-97.
2. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. №3. С. 70-80.

3. Dawson J.B., Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths // J. Geol. 1975. Vol. 83. № 5. P. 589-607.

4. Moore A.E.. Type II diamonds, Flamboyant Megacrysts. 2009. Geological Society of South Africa.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ И ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ РОССЫПИ АЭРОДРОМНАЯ КОСА

Линденблот Е.С., Афанасьев В.П.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г.Новосибирск, lindenblot95@mail.ru*

Алмазная россыпь Аэродромная коса находится на южном склоне Анабарской антеклизы на левом берегу р. Муна в 2,5 км ниже по течению от устья р. Улах-Муна, которая дренирует Верхнемунское кимберлитовое поле. Россыпь Аэродромная коса располагается севернее всех известных россыпей центральной части Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), связанных со среднепалеозойскими кимберлитами, поэтому важно определить, есть ли в ней алмазы «северного» типа и их количество, чтобы выяснить масштабы «засорения» ими россыпей ЯАП. К алмазам «северного типа» относятся алмазы из источников неизвестного типа, широко распространенные в россыпях северо-востока Сибирской платформы; к ним относятся алмазы V-VII, II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, додекаэдровиды с повышенным механическим износом, который не может формироваться на алмазах в условиях фанерозойского седиментогенеза [4].

Было проведено комплексное изучение алмазов россыпи Аэродромная коса. Ранее в таком объеме и таким набором методов алмазы этой россыпи не изучались, хотя изучение такого рода актуально с точки зрения выявления дополнительных источников питания, помимо кимберлитов Верхнемунского поля.

Выполненные исследования дают основание предполагать подпитку из неизвестных источников по следующим признакам: а) морфологическое разнообразие алмазов россыпи выходит за рамки морфологического спектра кимберлитов Верхнемунского поля; б) по минералогическим данным в россыпи появляются кимберлитовые минералы, не характерные для поля (обилие пикроильменита, которого мало в кимберлитах поля); в) на ряде алмазов видны достаточно сильно выраженные признаки механического износа, который не характерен для россыпей, связанных с

фанерозойскими кимберлитами, но развит на алмазах так называемого «северного» типа, источники которых пока не установлены (вероятно, докембрийского возраста) [1, 2].

Ниже приведена сравнительная таблица физиографических особенностей алмазов из Верхнемунского кимберлитового поля и алмазов россыпи Аэродромная коса (таблица 1). Известно, что в россыпях происходит гранулометрическая сортировка и укрупнение, но не в такой сильной степени. При этом гранаты из кимберлитов Верхнемунского поля и гранаты россыпи Аэродромная коса, близкие по плотности к алмазам, практически не различаются по крупности. Значит, увеличение крупности алмазов не могло быть обусловлено лишь гранулометрической сортировкой в процессе россыпеобразования, и, скорее всего, существует привнос алмазов из другого источника.

Таблица 1

Сравнительная характеристика алмазов Верхнемунского кимберлитового поля и россыпи Аэродромная коса

	Аэродромная коса	Верхнемунское поле
Содержание алмазов класса крупности -4+2	54,9% и небольшое содержание алмазов класса крупности -8+4 (5,8%)	не более 3%
Содержание прозрачных алмазов	Преобладание полупрозрачных и непрозрачных кристаллов над прозрачными	Преобладание прозрачных кристаллов. В классе -4+2 почти в два раза выше, чем в классах -2+1 мм и -1+0,5 мм
Количество «безазотных» алмазов	5,8 %	15-50%
Содержание алмазов с кавернами каталитического окисления	20,4%	от 25-30%
Количество округлых додекаэдров	50%	20-25%

Проведенные физиографические исследования позволили нам разделить кристаллы алмазов россыпи на «кимберлитовый» тип и «северный» тип. К кимберлитовому типу (86% от общего количества изученных алмазов) были отнесены следующие типы кристаллов:

1 - бесцветные октаэдры, кристаллы переходной формы, кристаллы формы "Двуликий Янус", серые кубоиды, а также сростки кристаллов переходной формы и октаэдров (VIII разновидность по Орлову);

2 - кристаллы разных форм с кавернами каталитического окисления, характерными для алмазов из кимберлитовых тел Верхнемунского поля;

3 - округлые додекаэдровиды без механического износа.

К "северному" типу (14% от общего числа изученных алмазов) отнесены:

1 - кристаллы V-VII разновидности по Орлову;

2 - округлые скрытоламинарные додекаэдровиды со средней и сильной степенью механического износа.

Результаты ИК- спектроскопии показали, что выделенные нами алмазы кимберлитового типа имеют невысокие концентрации общей примеси азота (среднее содержание общего азота 331,2 ppm). Но в выделенных кристаллах "северного" типа отмечается явно повышенное содержание азота: 11 кристаллов имеют концентрации общего азота выше 1000 ppm, 15 кристаллов имеют концентрации от 500 до 1000 ppm и только 5 кристаллов имеют концентрации общего азота ниже 500 ppm (среднее содержание общего азота 838 ppm). Как видно из рис.1, изученные алмазы крайне различны по содержанию и формам примеси азота, много точек попадает за пределы полей, выделенных Г. К. Хачатрян [3].

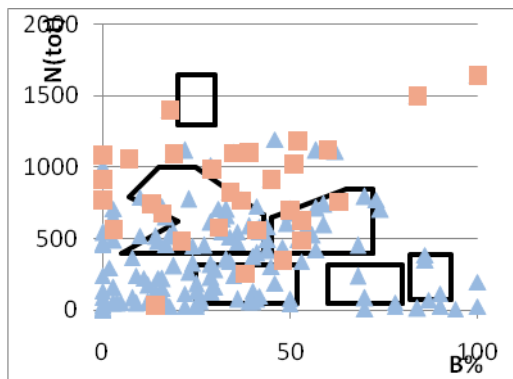


Рис. 1. Распределение алмазов россыпи Аэродромная коса по общему содержанию и степени агрегирования структурной примеси азота. Выделенные поля - распределение азота в алмазах из кимберлитов разных платформ по данным [3].

Квадраты - алмазы "северного" типа, треугольники - кимберлитового типа

Фотогониометрические исследования показывают в среднем более низкую степень магматического растворения алмазов из кимберлитов, в сравнении с «северными».

Картины катодолюминесценции показывают сложное внутреннее строение кристаллов алмаза, отражающее как ростовую зональность, так и постростовые изменения в форме пластической деформации. Изменение концентрации и форм агрегирования азота по зонам роста говорит о смене условий роста алмазов.

Среди «северных» алмазов были найдены несколько кристаллов с оранжевыми включениями гранатов, а также один кристалл с включением оливина и графита. По результатам КР-спектроскопии диагностированы также омфациты. Оранжевый гранат и омфацит представляют экологитовый парагенезис, который также характерен для «северных» алмазов.

Проведенные исследования показывают полигенность алмазов россыпи Аэродромная коса с точки зрения их коренных источников. Вероятной является примесь алмазов из неизвестных пока кимберлитов, помимо кимберлитов Верхнемунского поля. Достоверно присутствуют «северные» алмазы, источники которых не известны и, возможно, эти источники являются докембрийскими. «Северные» алмазы россыпи Аэродромная коса отмечают южную границу ареала их распространения.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Н.: Академическое издательство "Гео". 2010. 650 с.
2. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные провинции мира. М., 1976. 134 с.
3. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах // Руды и металлы. 2010. № 2. 46–60 с.
4. Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Wear of Diamond: An Experimental Study and Field Evidence // Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. - New Delhi: Springer India, 2013. Vol. 1. P. 317–321.

СРАВНЕНИЕ ЗОН КОНТАКТА БАЗАЛЬТА И КИМБЕРЛИТОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Лисковая Л.В., Помазанский Б.С., Бардухинова А.В.

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА" (ПАО), г. Мирный, liskovayalv@alrosa.ru

С целью отработки методов поиска алмазных месторождений по вторичным изменениям рудовмещающих карбонатных пород, выполнено сравнение минерального состава контактов кимберлитов трубки Нюрбинская с доломитами и базальта с аргиллитовыми доломитами

участка Сюльдюкарский. Использовались рентгенографический, термографический, ИК-спектроскопический, газохроматографический методы.

Предполагается, что при контактовом взаимодействии магматических и осадочных пород происходят следующие процессы: метасоматические и гидротермальные преобразования пород; перекристаллизация осадочных пород с изменением микрокристаллического состояния карбонатов, отражающегося на величине их удельной теплоемкости; увеличение количества окклюдированных газов, в том числе CO_2 , обусловленная пропитыванием вмещающих пород газами и флюидами.

Основным раскристаллизованным минералом контакта кимберлитов трубы Нюрбинская с доломитами является корренстит – упорядоченное монтмориллонит-хлоритовое смешанослойное образование (табл.). Этот Mg-Fe гидротермальный минерал является продуктом изменения основных, ультраосновных и кислых пород, встречается вблизи контактов магматических тел и вмещающих пород, может развиваться по хлориту [1, 2]. В зоне контакта установлено присутствие рентгеноаморфных фаз, предположительно представленных тальком и глинистыми минералами.

В отличие от предыдущего, контакт базальта и аргиллитовых доломитов представлен, в основном, Al-Фесмектитами. Они, вероятнее всего, являются продуктами изменения полевых шпатов и вулканического стекла [3]. Пирит и Fe-хлорит (или антигорит, лизардит) находятся в тонкодисперсном состоянии, вплоть до рентгеноаморфного, и относятся к продуктам гидротермальных и метасоматических преобразований контактирующих пород. В зоне контакта базальта и аргиллитовых доломитов, кроме пирита и Fe-хлорита выявлены также другие рентгеноаморфные фазы – графит, кварц и кальцит. Обращает на себя внимание отсутствие доломита в зоне контакта, поскольку он является преобладающим минералом аргиллитов участка Сюльдюкарский. Отсутствие доломита в зоне контакта, возможно, связано с перекристаллизацией осадочных пород при метаморфическом воздействии базальтов. В зоне контакта кимберлитов трубы Нюрбинская с доломитами подобной перекристаллизации не наблюдается.

Кальцит в зоне контакта базальта и аргиллитовых доломитов имеет величины Q равные 318 и 280 дж/гр, заниженные по отношению к эталону Q (462 дж/гр). По этому параметру минерал находится в области диаграммы, соответствующей метаморфизированным породам, основной массе кимберлитов и околотрубочному пространству (рис. 1).

Параметр Q зоны контакта кимберлитов и доломитов определить не представляется возможным по причине присутствия корренсита.

Таблица

Минеральный состав зон контактов базальта и кимберлитов с вмещающими породами (по данным комплексного рентгенографического, термографического и ИК-спектроскопического методов)

№ пп	Контакт, объект	Условные содержания, %													Вид рентгенономорфных фаз	
		Смектиты (диоктаэдрические)	Корренсит (упорядоченное монтмориллонит-хлоритовое ссо)	Fe-хлорит, антигорит, лизардит	Слюда	Ильменит	Кварц	Полевые шпаты	Пирит, пирротин, графит	Магнетит	Летит	Анаказ, вартит	Доломит	Линс	Кальцит	Рентгенономорфные фазы
1	базальт-артгилитовый доломит (Сольдокарский лин. 143 скв 97гд. 84,7 м)	36-41	-	16*	сл.	2	17	5	-	3	2	2	-	-	12	0-5
2	базальт-артгилитовый доломит (Сольдокарский лин. 143 скв 97гд. 85,2 м)	19-28	-	7*	3	-	10	23	-	7	2	-	-	-	22*	5-7
3	базальт-артгилитовый доломит (Сольдокарский лин. 143 скв 97гд. 86,2 м)	27-40	-	-	2	-	31	1	*	2	3	2	-	-	-	18-31
4	базальт-артгилитовый доломит (Сольдокарский лин. 143 скв 97гд. 90,2 м)	15-22	-	3	2	-	20	12	*	-	-	3	-	-	-	28-55
5	кимберлит-доломиты тр. Норбинская (зона скопления)	-	22	-	8	-	10	-	-	-	-	-	17	3	-	~ 40
6	кимберлит-доломиты тр. Норбинская (зона скопления)	-	21	-	9	-	8	-	-	2	-	-	27	3	-	~ 30

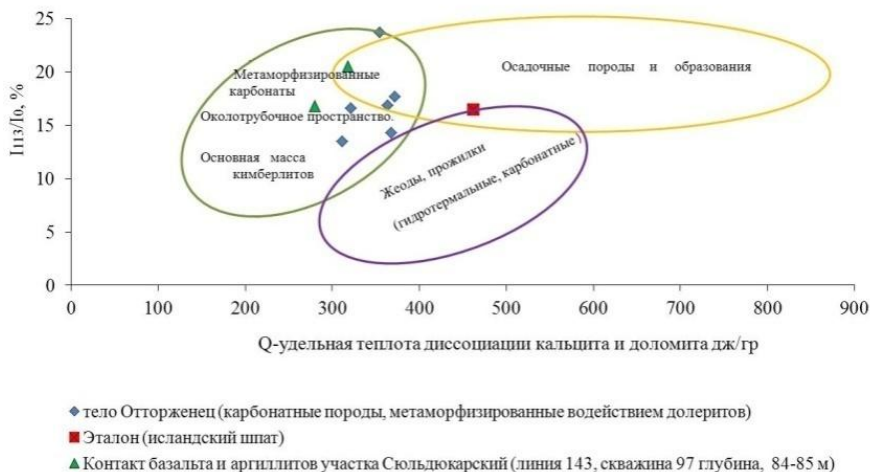


Рис. 1. Диаграмма параметров $Q-I_{113}/I_0$ карбонатов из различных карбонатных пород и образований

По данным газовой хроматографии во вмещающих породах трубок Нюрбинская и Ботубинская среднее содержание адсорбированного в микропорах породы газа CO_2 составляет 316 мл/кг при разбросе значений от 4 до 750 мл/кг (рис. 2). Эти содержания являются аномально высокими при фоне порядка 20÷30 мл/кг. В зоне контакта базальта с аргиллитовыми доломитами зафиксированы содержания CO_2 в диапазоне от 38 до 132 мл/кг, меньшие, чем в среднем для околотрубного пространства трубок Нюрбинская и Ботубинская, но превышающие фоновые показатели.

Таким образом, зоны контакта кимберлитов и базальтов с карбонатными породами отличаются по продуктам их метасоматического и гидротермального изменения. В зоне контакта кимберлитов и доломитов присутствует Mg-Fe слоистый силикат – корренсит, образующийся при гидротермальном изменении кимберлитов. Доломит вмещающих пород не претерпевает перекристаллизации. Содержатся рентгеноаморфные фазы, предположительно тальк и глинистые минералы в виде хлорита или смектита. В зоне контакта базальта и аргиллитовых доломитов преобладают диоктаэдрические смектиты, являющиеся продуктами

изменения базальта. Измененные аргиллиты представлены кальцитом, образовавшемся, вероятно, при перекристаллизации доломита, представляющего неизменные аргиллиты. Кальцит имеет параметры Q соответствующие метаморфизированным карбонатным породам. Содержатся рентгеноаморфный Fe-хлорит (или антигорит), пирит и графит. Содержание адсорбированного в микропорах породы CO_2 меньше среднего значения, фиксируемого в околотрубочном пространстве трубок Нюрбинская и Ботубинская, но выше, чем в фоновых осадочных породах. Данные исследования продолжаются.

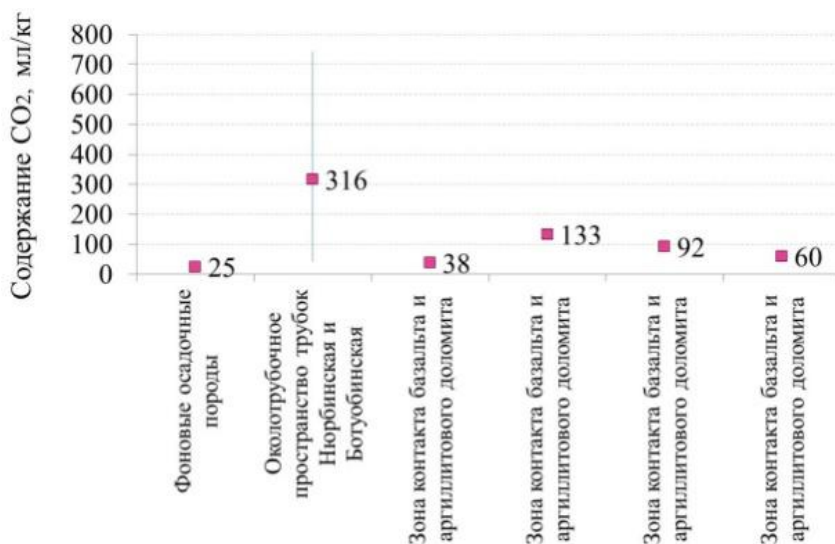


Рис. 2. Средние значения, диапазон изменения и единичные результаты определения содержаний адсорбированного CO_2 в фоновых осадочных породах, околотрубочном пространстве трубок Ботубинская и Нюрбинская и в зоне контакта базальта и аргиллитовых доломитов участка Сюльдюкарский

Литература:

1. Минералы (справочник). Слоистые силикаты. М.: Наука. Выпуск 2. Т. IV. 1992. 661 с.
2. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука. 1976. 256 с.
3. Куковский Е.Г., Мовчан Н.П., Островская А.Б. Структурные превращения минералов. Киев: Наукова думка. 1984. 120 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И ПОИСКОВАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ УКУГУТСКОЙ СВИТЫ НА ПЛОЩАДИ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Масленникова Э.А.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК
"АЛРОСА" (ПАО), г. Мирный, MaslennikovaELA@alrosa.ru*

Накынское кимберлитовое поле расположено в зоне сочленения крупных мегаструктур Сибирской платформы - Анабарской антеклизы и Вилнойсинской синеклизы, находится на участке пересечения разломов Средне-Мархинской системы северо-западного простираения и Вилнойсинской системы северо-восточной ориентировки. Узел их пересечения рассматривается в качестве структурного элемента, благоприятного для проявления кимберлитового магматизма. Общее структурно-тектоническое, морфоструктурное строение территории предопределяют и особенности палеогеоморфологического и литолого-фациального строения площади.

В составе осадочного чехла скважинами вскрыты верхнекембрийские, нижнеордовикские, юрские и четвертичные отложения, а также среднепалеозойские магматические образования трапповой и кимберлитовой формаций.

Отложения кор выветривания (T_{2-3}), подошвенные горизонты дяхтарской толщи (J_{1dh}), базальные горизонты укугутской (J_{1uk}) и тюнгской (J_{1tn}) свит являются наиболее информативными отложениями, потенциально продуктивными горизонтами и осадочными коллекторами алмазов на площади Накынского кимберлитового поля.

Через всю площадь с северо-запада на юго-восток протягивается Дяхтар-Уолбинская палеодепрессия, представляющая собой долину древней реки унаследованного характера, отчетливо проявляющаяся в рельефе нижнепалеозойского цоколя, так же прослеживающаяся в дяхтарское время. Заложение ее контролировалось разломами Средне-Мархинской системы северо-западной ориентировки. С северо-востока и юго-запада в нее впадали притоки - временные палеоводотоки, направление которых, видимо, частично контролировалось разломами Вилнойсинской-Мархинской тектонической зоны.

Основной постоянный палеоводоток протяженностью 30-35 км, при ширине 3,5-4,5 км в верховьях, до 15 км в низовьях. Абсолютные отметки

тальвега понижаются от 190,0 м в верховьях до 80,0 м в низовьях.

На северо-восточном борту палеодепрессии на разных морфоструктурных уровнях располагаются кимберлитовые тела.

Осадки **укугутской свиты** (J_{1uk}) раннего плинсбаха нижней юры сформировались в континентальной обстановке и представлены комплексом пойменно-руслowych фаций постоянных и временных водотоков, выполняющие Дяхтар-Уолбинскую палеодепрессию и долины ее притоков; прибрежно-континентальными и бассейновыми осадками (развиты преимущественно в южной и юго-восточной части площади).

Континентальные – 1) комплекс пойменно-руслowych фаций постоянных коротких и временных водотоков - аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пойменные осадки; 2) алевритовые, глинисто-алевритовые осадки застойных озер и болот, прибрежных озер; 3) щебнисто-галечные, галечно-гравийно-щебнистые осадки делювиально-пролювиальных шлейфов, конуса выноса.

Прибрежно-континентальные осадки - песчаные выносы рек, приустьевых частей рек (наземно-дельтовые осадки).

Бассейновые осадки представлены озерно-лагунными, заливно-лагунными алевритовыми и песчаными осадками.

Состав свиты песчано-алевритовый, с подчиненным количеством алевролитов, глин, гравийников, галечников и конгломератов. Отложения образуют ритмично построенный разрез, состоящий из трех мезоритмов, в свою очередь подразделяющихся на 6 - 7 ритмопачек. Отложения нижнего мезоритма выполняют осевую, тальвеговую часть Дяхтар-Уолбинской палеодепрессии и выклиниваются на ее бортах. Осадки 2 и 3 мезоритмов залегают на бортах депрессии. В нижних частях ритмов обычно залегают прослои конгломератов (конглобрекчий), галечников и гравеллитов мощностью от 0,3 до 6,8 метров, а в верхах происходит замещение их песками тонко- и мелкозернистыми. Венчают разрез ритмов глины и алевролиты, часто углистые.

Отложения базального горизонта укугутской свиты в тальвеге Дяхтар-Уолбинской палеодепрессии и их притоков представлены полигенетическими образованиями пойменно-руслowych фаций – конгломератами, песчаниками с галечно-гравийным материалом, алевролитами глинистыми, алевропесчаниками с редкой галькой. Базальный горизонт конгломератов и гравелитов достаточно выдержан в тальвеге палеодепрессий. Характерны для него брекчиевидная текстура, наличие включений щебня и угловато-окатанных обломков, преобладание обломков местных пород, алевритово-глинистый, реже песчано-

алевритовый состав связующей массы, включения обугленной древесины, хорошо окатанные переотложенные гальки и гравий. На площади Накынского поля грубообломочные горизонты свиты являются основным коллектором алмазов площадного развития.

Мощность свиты изменяется от 1,2-3,5 м на бортах палеодепрессии до 56,4 метров в ее тальвеге. Мощность отложений в самой Дяхтар-Уолбинской палеодепрессии изменяется от 7,5-14,3 м в верховьях до 34,8-38,5 м в центральной части и до 45,4-48,5 м ниже по долине в южной ее части. Максимальные мощности наблюдаются в тальвеге палеодепрессии в южной ее части и составляют 50,4-56,4 м.

Наиболее крупный левый приток – Дюлюнг-Дяхтарский, юго-западной ориентировки, длиной около 14 км, шириной 2,0-4,0 км. Абсолютные отметки тальвега изменяются от 220 м до 150 м. Мощности укугутских отложений в днище Дюлюнг-Дяхтарского палеопритока увеличиваются от 7,8 м до 16,6 м от верховьев к устью. Мелкие и средние притоки, впадающие в основную Дяхтар-Уолбинскую палеодолину, так же выполнены укугутскими отложениями.

Конгломераты базального горизонта укугутской свиты имеют обычно брекчиевидный облик и характеризуются высокими коллекторскими свойствами. Примером первичного ореола ближнего и ближайшего сноса может служить площадной ореол алмаз-хромшпинель-пироповой ассоциации, локализованный в базальных конгломератах укугутской свиты в районе известных кимберлитовых тел Накынского поля. Конгломераты свиты вмещают промышленную россыпь алмазов Нюрбинская; около трубки Майская - высококонтрастный первичный ореол хромшпинель-пиропового состава с аномальными содержаниями обоих минералов.

За пределами россыпи минералы-спутники алмазов в укугутских отложениях образуют слабо и среднеконтрастные ореолы хромшпинель-пироповой, пикроильменит-пироповой и пикроильменит-хромшпинель-пироповой ассоциаций, локализующиеся по бортам и по тальвегу Дяхтар-Уолбинской палеодепрессии и подразделяющиеся дополнительно на два типа.

Часть ореолов ИМК, локализованные по тальвегу палеодепрессии, вытянутые по днищу долины, являются скорее всего транзитными.

Обширный по площади ореол, локализованный почти по всей ширине днища палеодепрессии, располагается в устьевой части Дюлюнг-Дяхтарского палеопритока и является производным от Нюрбинской россыпи, возможно, так же от неизвестного кимберлитового тела.

Характерным является присутствие транзитных пикроильменитов Далдыно-Алакитского типа в ореолах, расположенных западнее и юго-западнее палеодепрессии и их отсутствие на ее северо-восточном борту.

В прогнозно-перспективном плане достаточно интересным является участок **Ханнинский**, расположенный на водоразделе ручьев Дяхтар-Юряге-Челе, в зоне рудоконтролирующих разломов Нюрбинский, Ботуобинский и Дяхтарский.

Вся площадь участка является частью высококонтрастного ореола ИМК, имевшего «подпитку» от уже выявленных на сегодняшний день высокоалмазоносных коренных источников и, возможно, ещё не найденных. Характер распределения ИМК по площади весьма неравномерный. В целом, составы изученных пиропов участка Ханнинский по ряду параметров отличаются от составов пиропов известных кимберлитовых тел Накынского поля.

На основании повышенных концентраций пиропов и хромшпинелидов, степени сохранности ИМК, наличия гранатов эклогитового и уваровит-пиропов верлитового парагенезиса, присутствия флогопитов, находки микрообломков кимберлитов в пределах участка были выделены аномальные точки, в которых установлено максимальное количество поисковых признаков, указывающих на перспективность площади.

Широкое развитие укугутских отложений в пределах Накынского поля и выявленные типы ореолов в них позволяют более внимательнее, детальнее изучить и проанализировать прогнозно-перспективную ситуацию на обнаружение новых коренных тел на площади Накынского кимберлитового поля.

МИНЕРАЛЫ РЕДКОЙ СЕРИИ ХРОМ-УЛЬВОШПИНЕЛИДОВ В БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Округин А.В.

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

Хромшпинелиды являются типоморфными аксессуарными и рудообразующими минералами мафит-ультрамафитовых комплексов и в силу своей широкой изоморфной изменчивости служат чутким минералом-индикатором геохимической специализации материнских

пород. Это может быть использовано для многих петрологических и поисково-прогностических целей и здесь дается типохимическая характеристика редкой серии высоко-Ti разновидности хромшпинелидов из базит-ультрабазитовых магматитов севера Сибирской платформы.

Автор под серией минералов понимает непрерывную ассоциацию родственных минералов от одного вида к другому, которые могут образоваться в процессе фракционной дифференциации магмы. Формирование такой серии зависит в основном от химической специализации исходной магмы и фугитивности кислорода, определяющих порядок и длительность фазовой кристаллизации магмы. На севере Сибирской платформы широко развиты комплексы щелочных ультраосновных пород и карбонатитов (УЩК), кимберлитов, трахидолеритов и других вулканогенно-осадочных и россыпных месторождений алмаза и благородных металлов, содержащих необычную серию хром-ульвошпинелевых минералов [1, 2, 4, 5].

Наиболее наглядно изменение состава шпинелидов обычно рассматривается на диаграмме в координатах основных трехвалентных ионов (Cr, Al и Fe) шпинелидов, образующих три основных подсемейства хром-, алюмо- и ферришпинелидов. Но при появлении высокотитанистых серий необходимо приложить 4 координаты ульвошпинелевой молекулы Fe_2TiO_4 с гетеровалентным изоморфизмом. Поскольку Ti изоморфно более близок к Fe и Cr, а с Al он дает широкую область сольвуса [9], то ульвошпинелевую координату лучше приложить к Fe-Cr стороне тройной диаграммы (рис. 1). А к Al-Cr стороне целесообразно приложить, как обычно делается, прямоугольную систему показывающую соотношение основных двухвалентных катионов Fe и Mg. На такой классификационной диаграмме шпинелиды из пикробазальтов и меланефеленитов устья р. Анабар образуют протяженный непрерывный ряд от Ti-феррихромитов через поле хроммагнетитов достигая ульвошпинелевой области. Они в основном попадают в поле шпинелидов перидотитов и меймечитов Гулинского массива. Единичные находки Ti-хроммагнетита из трахидолеритов р. Анабар также попадают в эту область.

Хромшпинелиды из мелких секущих тел оливиновых мелилититов Томторского массива отличаются более высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. К ним примыкают составы шпинелидов из тефритов кайнозойских вулканов о. Жохова и Балаган-Тас (р. Мома), которые встречаются во вкрапленниках оливина и диопсида в виде мелкие включения Ti-хроммагнетита с ульвошпинелевой оторочкой.

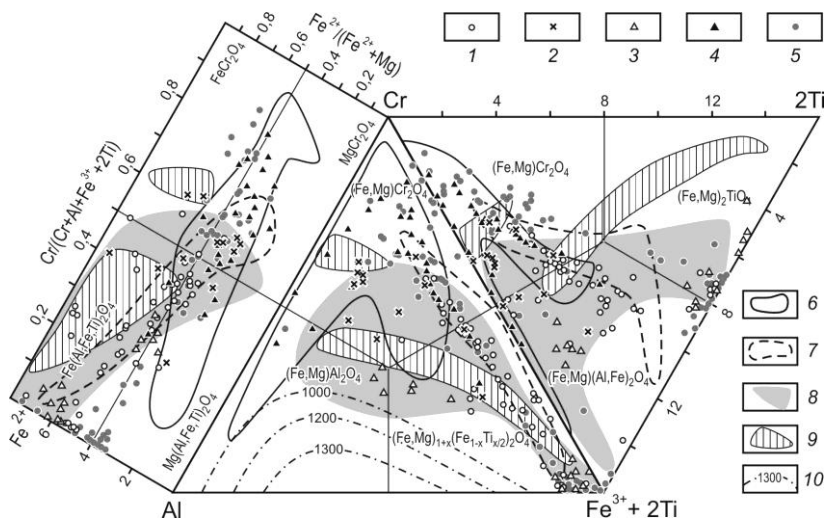


Рис. 1. Состав шпинелидов из магматитов бассейна р. Анабар: 1 – меланефелениты и пикробазальты, устье р. Анабар, трахидолериты р.Уджа; 2 – оливиновые мелилититы Томторского массива [5]; 3 – тефриты кайнозойских вулканов о. Жохова и Балаган-Тас [3]; 4 – алмазоносные верхнетриасовые гравелиты [4]; 5 – микрокристаллы шпинелидов тр. Малокуонапская [1]; 6 – кимберлиты Якутии [7]; 7 – дуниты, перидотиты, меймечиты и пикриты Гулинского массива [2]; 8 – пикритобазальты о. Лорд-Хау [6]; 9 – базальты моря Изобилия Луны [8]; 10 – изотермы сольвуса системы $\text{FeCr}_2\text{O}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ [9].

По минералого-геохимическим характеристикам данные современные вулканы относятся к недосыщенным кремнезёмом щелочным базальтоидам внутриплитного типа [3]. Также по повышенным содержаниям титана, фосфора и калия они близки вышеупомянутым высокотитанистым щелочным пикрито-базальтоидным магматитам бассейна р. Анабар, которые в свою очередь аналогичны таковым Маймеча-Котуйского района [5]. Таким образом, можно констатировать, что вулканы о. Жохова и Момской рифтовой зоны являются современными аналогами щелочного пикрит-базальтового магматизма, проявившегося в среднепалеозойское и пермо-триасовое время.

Присутствие микрокристаллов хромит-ульвошпинелевой серии установлено в кимберлитовой трубке Малокуонапская [1]. Протяженный ряд от высоко-Ti хромитов к Ti-Cr-магнетитам характерен для других кимберлитов Якутии [7]. Можно предположить, что если хромит-алюмошпинелевая серия соответствует тренду метаморфогенных шпинелидов, то серия хромит – (Ti-Cr)-магнетит – ульвошпинель,

возможно является собственно магматическим. Следует отметить, установленные в алмазонасных отложениях карнийского яруса в низовьях р. Лены разновидности шпинелидов [4] соответствуют этим трендам.

В других регионах ряд от алюмо-хромшпинелидов до ульвошпинели наблюдается также в высоко-Ti пикритобазальтах, например, в океанитах о. Лорд-Хау [6]. Но наиболее полная и непрерывная серия была установлена в лунных породах. В лунном реголите из моря Изобилия, залитого в основном темным высоко-Ti базальтом (4,9% TiO_2), было установлено большое количество шпинелидов, состав которых изменяется от алюмо-хромшпинелидов до практически чистой ульвошпинели (~30% TiO_2) [8]. В меньшем количестве отмечаются хромшпинелиды, в которых содержание TiO_2 может достигать лишь 5-6%. Интересно отметить, что здесь не обнаружено ни одного зерна существенно алюмошпинелевых минералов, хотя они, присутствуют в значительном количестве в реголите из других приподнятых материковых участков Луны, которые как известно состоят из светлых анортозитов.

Как в земных, так и в лунных базальтах серия алюмо-хром-ферри-ульвошпинелей встречаются часто в виде включений во вкрапленниках оливина, пироксена и плагиоклаза, а также образуют зональные кристаллы хромита с оторочкой ульвошпинели. Таким образом, установление непрерывной серии от хромшпинелидов к ульвошпинелям, по мнению автора является одним из минералогических индикаторов возможной парагенетической связи между пикрит-базальтовыми, щелочными оливин-базальтовыми (трахидолеритовыми), щелочно-ультраосновными и кимберлитовыми формациями на севере Сибирской платформы.

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2019-0003, 0381-2019-0004) и поддержке РФФИ (проект № 17-05-00390).

Литература:

1. Бабушкина С.А. Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 85–95.
2. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района // Материалы по генет-й и экспер-й минералогии. Н.: Наука. 1976. С. 7-16.
3. Мохначевский Г.В., Округин А.В. Составы минералов из кайнозойских базальтовых вулканов Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Якутск. СВФУ. 2015. С. 295-298.
4. Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э и др. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов С-В Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1680-1700.

5. Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С. и др. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 11-21.
6. Плошко В.В., Тронева Н.В. Шпинелиды из океанитов о. Лорд-Хау (Тихий океан) // Геологический журнал. 1979. Т. 39. № 4. С. 69-76.
7. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7 – 24.
8. Хэггерти С.Е. Изучение рудных минералов и систематическое исследование изменений состава шпинелей из моря Изобилия // Лунный грунт из моря Изобилия. М. Наука. 1974. С. 181-204.
9. Muan A., Huack J., Loffal T. Lunar Science – III. Lun. Sci. Inst. Contrib., Abstr., 1972. p. 489.

ПИКРОИЛЬМЕНИТ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ХОМПУ-МАЙСКОГО ПОЛЯ

Опарин Н.А., Олейников О.Б.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, nik3256-1989@yandex.ru*

Макрокристаллы пикроильменита наряду с флогопитом, пиропом и хромистой шпинелью являются одними из основных неизменных крупных компонентов кимберлитовых пород, слагающих трубки Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия). Пикроильменит обоих тел встречен в виде зерен неправильной (рис. 1. А) и округлой (рис. 1. Б) формы размером от 0,7 до 25 мм.

Пикроильменит полигенен, то есть кроме индивидов собственно кимберлитового генезиса, в породе могут находиться зерна этого минерала из ксенолитов глубинных пород и крупные ильменитовые нодулы, генезис которых спорный [1].

В трубке Манчары (n=92) некоторые зерна пикроильменита по краям резорбированы в результате замещения феррошпинелями, магнетитом и перовскитом, которые иногда образуют полиминеральную кайму. (рис. 1. В). Эта кайма сложена либо феррошпинелями и магнетитом, либо перовскитом и магнетитом. В обоих случаях магнетит выполняет внутреннюю часть каймы, а феррошпинель и перовскит - внешнюю. Феррошпинели (Cr_2O_3 от 3,76 до 13,93 %, MgO от 19,19 до 21,02 %, TiO_2 от 5,97 до 12,78 %) представлены в виде дискретных зерен округлой формы с элементами октаэдрической огранки и имеют размер от 10 до 50 мкм (рис.

1. Г). Магнетит (Cr_2O_3 от 0,44 до 0,87 %, MgO от 1,78 до 4,06 %, TiO_2 от 1,15 до 1,48 %) (рис. 1. В) образует губчатые агрегаты (от 50 до 120 мкм). Перовскит наблюдается в виде субизометричных ксеноморфных зерен (рис. 1. В) размером от 20 до 80 мкм, часто образующих скопления шириной 50 мкм. Образование этих минералов говорит о химической неравновесности макрокристаллов пикроильменита по отношению к кимберлитовой матрице [1]. В трубке Апрельской ($n=28$) подобных продуктов замещения пикроильменита не наблюдается, что связано, по всей видимости, с более интенсивной карбонатизацией породы. По составу часть зерен пикроильменита из трубки Апрельская являются более магнезиальными (MgO от 8,28 до 15,36 %) по отношению к макрокристаллам из трубки Манчары (MgO от 7,49 до 13,54 %). (табл. 1, рис. 2. А).

Распределение точек состава минерала на диаграмме $\text{MgO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ имеет форму «параболы Хаггерти» [3] - типичную для пикроильменитов из кимберлитов, только с короткой левой частью (рис. 2. А). Для пикроильменита трубки Манчары условно можно выделить два тренда - низхрохромистый (Cr_2O_3 от 0,02 до 1,50 %) и высокохрохромистый (Cr_2O_3 от 0,54 до 4,47 %) (рис. 2. А), между которыми располагается тренд ильменита из трубки Апрельская (Cr_2O_3 от 0,67 до 3,27 %). Распределение точек составов пикроильменита диаграмме (рис. 2, А) указывает на кристаллизацию минерала в восстановительных условиях [2].

Таблица 1

Представительные анализы макрокристаллов пикроильменита
из кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля

Оксиды	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_t	MgO	MnO	CaO	Сумма
Манчары								
1	48,39	1,03	2,25	37,92	11,18	0,17	0,01	100,95
2	57,68	0,25	0,54	31,24	11,93	0,06	0,03	101,74
3	49,02	0,18	0,29	43,86	7,49	0,13	0,00	100,97
4	53,12	0,24	0,02	37,35	9,34	0,10	0,02	100,19
5	51,36	1,50	4,47	30,59	13,01	0,10	0,03	101,05
6	52,54	1,08	2,04	30,78	13,54	0,25	0,03	100,26
Апрельская								
7	49,72	0,21	1,39	40,99	8,28	0,26	0,00	100,85
8	53,59	0,90	2,85	27,78	14,64	0,35	0,15	100,26
9	53,31	0,63	0,43	34,59	12,20	0,23	0,03	101,42
10	53,31	0,88	3,27	27,75	14,74	0,39	0,20	100,54
11	55,31	0,89	0,67	28,07	15,36	0,41	0,10	100,82

На тройной диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3\text{-MgTiO}_3$ (рис. 2. Б), предложенной Хаггерти и Митчеллом [3, 4], подавляющее большинство фигуративных точек состава пикроильменита из обеих трубок попадает в область кимберлитового магматического тренда раннего этапа эволюции кимберлитового расплава [3].

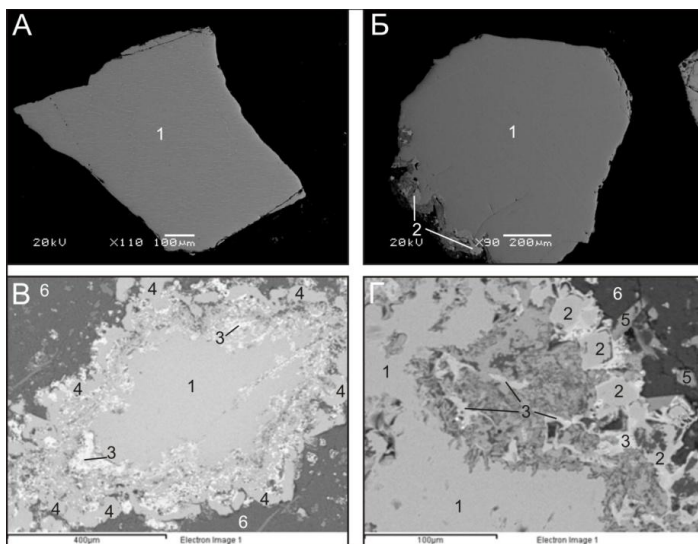


Рис. 1. Пикроильменит из кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля: А - неизмененный макрокристалл (тр. Апрельская), Б - макрокристалл округлой формы резорбированный по нижнему краю (тр. Манчары), В - резорбированный макрокристалл с внешней каймой из перовскита и магнетита (тр. Манчары), Г - край резорбированного макрокристалла с внешней каймой из феррошпинели (тр. Манчары). Цифрами показаны минералы: 1 - пикроильменит, 2 - феррошпинель, 3 - магнетит, 4 - перовскит, 5 - апатит, 6 - серпентин. SEI.

Таким образом, исследования позволили выделить среди макрокристаллов пикроильменита из трубки Манчары высоко- и низкохромистые разности (рис. 2, А), (табл. 1), образующие самостоятельные параболические тренды на диаграмме Хаггерти. Высокохромистые (Cr_2O_3 более 1 %) макрокристаллы из трубки Апрельская по содержанию хрома схожи с пикроильменитом из трубки Манчары, но являются более магниезиальными (табл. 1). Для макрокристаллов пикроильменита обоих тел установлено наличие магматического кимберлитового тренда эволюции минерала.

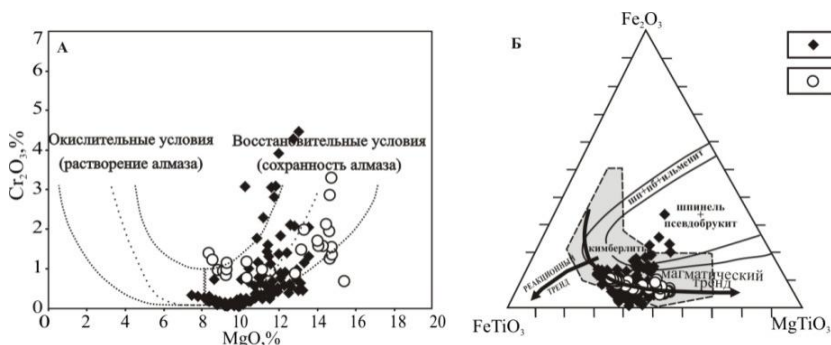


Рис. 2. Особенности эволюции составов макрокристаллов пикроильменита из кимберлитов на диаграммах: $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ (А) [2, 3], $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{FeTiO}_3-\text{MgTiO}_3$ (Б) [3, 4]. Цифрами обозначены: 1 - пикроильменит из трубки Манчары, 2 - пикроильменит из трубки Апрельской

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СОРАН (проект 0381-2019-0003)

Литература:

1. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России — ГЕОС Москва, 2009. — 498 с.
2. Третьяченко В.В., Бовкун А.В., Бортник С.Л., Веричев Е.М., Гаранин К.В., Гунин А.П., Никитина К.В., Третьяченко Н.Г. Типоморфизм индикаторных минералов кимберлитов из отложений урзугской свиты центральной части Зимнебережного алмазоносного района // Сборник публикаций по результатам III и IV ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. — Институт прикладной минералогии. Москва, 2010. — С. 198–218.
3. Haggerty S.E., Hardie R.B., McMahon B.M. The mineral chemistry of ilmenite nodule association from the Monastery diatreme // The mantle sample. A.G.U. — Washington, 1979. P. 249-256.
4. Mitchell, R. H. (1986). Kimberlites Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. ThunderBay, Ontario, Canada: PlenumPress. 436 p.

ХАРАКТЕРИСТИКА СИММЕТРИИ РЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ИЗ КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛО- БОТУОБИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Павлушин А.Д.¹, Степенщиков Д.Г.²

*1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
pavlushin@diamond.ysn.ru*

*2 – Геологический институт КНЦ РАН, Анапты,
stepen@geoksc.apatity.ru*

В практике минералогического описания геометрии кристаллов алмаза в качестве основных характеристик используются габитусная кристаллографическая форма, степень уплощения или удлинения (сильное, слабое) кристалла и направление его искажения (в лучшем случае указывается кристаллографическое направление). Данные признаки далекие от полноценного кристалломорфологического описания носят скорее словесный характер, и не несут, какой либо численной, статистически представительной характеристики искажения кристаллов, а потому, как правило, не представляют и практической ценности для выделения типоморфных особенностей алмазов. Столь скудные данные о форме, зачастую прекрасно ограненных кристаллов алмаза, оставляют за бортом весьма ценную информацию о морфометрии – особенностях внешней искаженной симметрии кристаллов алмаза. Сложившаяся методика не позволяет их использовать в качестве дополнительного поискового признака при разбуровке коренных источников и связанных с ними россыпей. Особенно это актуально для алмазов из кимберлитов, в которых преобладают кристаллы октаэдрического габитуса и по сравнению с россыпными проявлениями северо-востока Сибирской платформы отсутствует изобилие минералогических разновидностей.

Авторами проведена апробация нового метода анализа симметрии реальной формы кристаллов алмаза на примере изучения представительных коллекций ($n > 2000$), предоставленных НИГП «АЛРОСА» и ИГАБМ СО РАН. Результаты инструментальных измерений октаэдрических кристаллов обработаны с помощью компьютерной программы «Интерактивный анализ реальной симметрии кристаллов алмаза» разработанной по заказу НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) [1, 2]. Данная программа позволяет с высокой степенью точности определить

комбинаторный тип огранки октаэдра и производить трехмерную визуализацию изучаемого кристалла. Анализ ложной (визуальной) симметрии формы кристалла производится интегрально – по соотношению площади предположительно симметричных граней с использованием коэффициента внешней асимметрии по И.И.Шафрановскому [3] и с учетом сравнения формы граней ограниченных n -количеством ребер от 3 до 6.

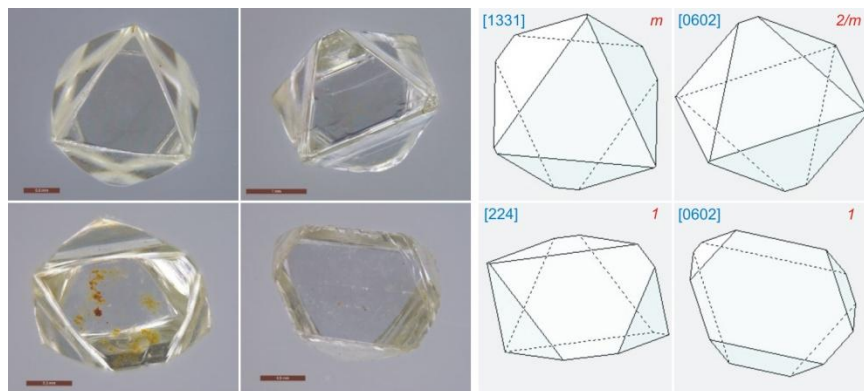


Рис. 1. Кристаллы из россыпи Новинка и модели их формы, построенные с помощью компьютерной программы. В квадратных скобках указан символ комбинаторного типа, курсивом – вид видимой симметрии кристалла

Для заверки методики, заключающейся в сравнительном анализе геометрических и симметричных особенностей октаэдрических кристаллов, использованы примеры взаимосвязанных алмазоносных объектов в системе "коренной источник - россыпь". В Мало-Ботуобинском районе алмазы имеют незначительную вариацию типоморфных свойств и преимущественно представлены кристаллами октаэдрического габитуса.

Россыпь Новинка, и, питающая ее, расположенная в непосредственной близости, трубка Интернациональная являются положительным примером схождения статистических данных в распределении искаженных октаэдров по видам симметрии (рис. 2) и по комбинаторным типам огранки.

По представлениям сложившимся о условиях формирования палеороссыпи алмазов Водораздельные галечники (рис. 2, "ВГ") имеет несколько коренных источников, что в целом коррелирует с показателями распределения октаэдрических кристаллов по видам внешней искаженной симметрии. Основные различия зафиксированы в части соотношений кристаллов между псевдотриклинными (1), доминирующими в тр. Мир, и псевдомоноклинными (m), резко преобладающими над остальными в

россыпи Водораздельные галечники (54%), что указывает на различия условий их кристаллизации в мантии.

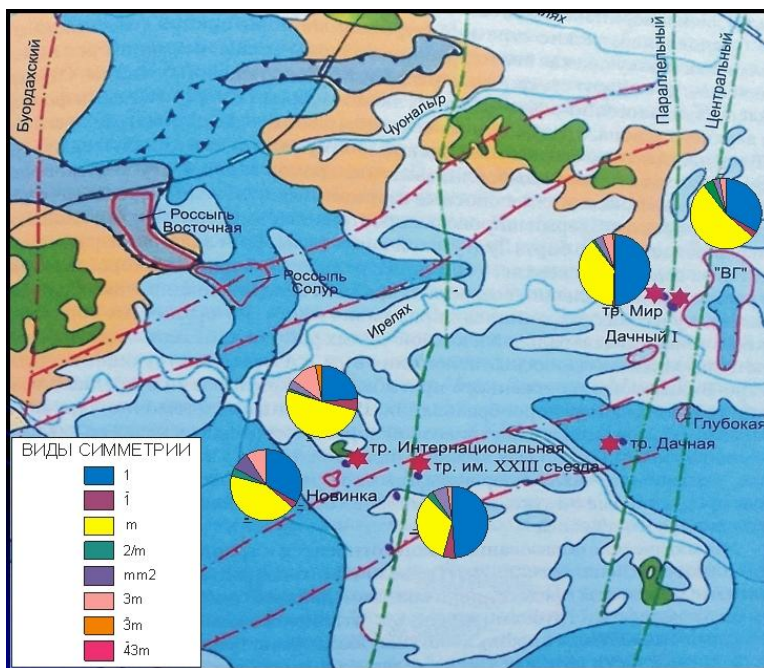


Рис. 2. Статистические данные распространности видов симметрии реальных форм октаэдрических кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок и россыпей Мало-Ботуобинского кимберлитового поля

Обращает на себя внимание весьма близкие статистические соотношения симметричных характеристик октаэдров алмаза из трубок Мир и Имени 23 партсъезда, имеющими близкий возраст, и предположительно общий мантийный источник алмазов.

Выявленные особенности в статистическом распределении разновидностей искажения реальной формы октаэдрических кристаллов по комбинаторным типам, точечным группам видимой симметрии, соотношению между классами симметрии позволяют их использовать в качестве нового типоморфного признака алмазов из коренных и россыпных источников Якутской алмазоносной провинции.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СОРАН (проект 0381-2019-0003)

Литература:

1. Павлушин А.Д., Степенщиков Д.Г. Анализ симметрии октаэдрических кристаллов алмаза из кимберлитов и россыпей якутской алмазоносной провинции // Материалы V Всерос. научно-практич. конф. «Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения». Мирный. 2018. С. 391–393.
2. Павлушин А.Д., Степенщиков Д.Г. Анализ симметрии искаженной формы кристаллов алмаза и оценка ее прогнозно-поискового значения // Проблемы магматической и метаморфической петрологии, геодинамики и происхождения алмазов. Тезисы докладов Международной конференции посвященной 110-летию со дня рождения акад. В.С. Соболева. 2018. С. 45.
3. Шафрановский И.И. Корень Р.В., Дубов П.Л. К методике изучения искаженных форм на кристаллах минералов // ЗВМО. 1971. Вып. 1. С. 42.

ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Похиленко Н.П.^{1,2}, Афанасьев В.П.¹, Агашев А.М.¹, Мальковец В.Г.^{3,1},
Похиленко Л.Н.¹**

*1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, chief@igm.nsc.ru*

*2- Новосибирский национальный исследовательский университет,
г. Новосибирск*

*3 - Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК
"АЛРОСА" (ПАО), г. Мирный*

В формировании литосферной мантии (ЛМ) Сибирской платформы (СП), равно как и литосферной мантии других древних платформ особое значение имеет архейский период. В это время происходило неравномерное общее наращивание мощности литосферы всех блоков протоплатформ за счет последовательного приращения к подошве литосферы тугоплавких остатков от частичного плавления исходного вещества Земли и формирование более легкой и легкоплавкой коры за счет переместившихся к поверхности планеты выплавов различного состава – от кварцевых толеитов до коматиитов. Как показали результаты проведенных ранее петрологических, геохимических и изотопных

исследований, мощность литосферы, в подошве которой значения Р-Т параметров отвечали области стабильности алмаза (150 км и более), была достигнута для отдельных блоков, как СП, так и Капваальского кратонана рубеже около 3,5 млрд. лет [6, 7, 9, 10]. Близкие к этому значению датировки получены для процессов образования самых древних алмазов литосферы [11, 12]. Образование преобладающей части литосферных алмазов ультраосновного типа связано с начальными, незначительными по интенсивности процессами карбонатитового метасоматоза истощенных перидотитов литосферной мантии в среднем архее в интервале 3,2-2,8 млрд. лет [5-7, 11, 12]. Рост интенсивности карбонатитового метасоматоза, равно как и силикатного (базитового) метасоматоза не приводил к образованию алмазов, наоборот, в этих случаях происходило увеличение потенциала кислорода в системе, что приводило к уничтожению ранее образовавшихся алмазов [5]. Силикатный метасоматоз ЛМ СП был проявлен многократно, однако наиболее масштабным он был на границе пермского и юрского периодов и был связан с активным воздействием на нижние уровни литосферы сублитосферных расплавов/флюидов головной части Сибирского суперплюма [3, 8]. С этим событием связана специфическая особенность СП – все известные в ее пределах коренные месторождения алмазов связаны с кимберлитами палеозойского возраста, что отличает ее от алмазоносных провинций Африки и Северной Америки.

В пределах СП выявлены кимберлиты трех циклов внедрения: среднепалеозойского, позднетриасового и юрского. Проведенное недавно U-Pb датирование “кимберлитовых” мегакристовых цирконов из тридцати одного кимберлитового тела, относящихся к шестнадцати кимберлитовым полям платформы (Мальковец и др., 2017), позволило выделить следующие этапы образования кимберлитов: позднесилурийский-раннедевонский (423-407 млн. лет, однако для этого этапа необходимо провести дополнительную проверку, поскольку здесь имеют место определенные нестыковки, связанные с геологической историей региона), позднедевонский-раннекарбоновый (370-344 млн. лет), позднетриасовый (235-222 млн. лет), и юрский (160-145 млн. лет).

Кимберлиты протерозойского возраста в пределах СП пока не выявлены, хотя имеются определенные минералогические и геологические предпосылки их присутствия [2, 4]. Алмазоносные кимберлиты среднепалеозойского возраста проявлены как в центральных районах СП, так и на ее периферии, однако интенсивность их проявлений и средний уровень алмазоносности резко различны. Южные поля имеют незначительные количества кимберлитовых тел, однако если в Накынском

поле все, а в Мирнинском большинство кимберлитовых тел являются высокоалмазоносными, то в расположенных севернее Алакитском и Далдынском полях, насчитывающих более 200 трубок, к таковым с определенной натяжкой можно отнести лишь шесть тел. Верхне-Мунское поле, промежуточное по количеству тел между упомянутыми выше полями, имеет также промежуточное между ними значение средней алмазоносности представленных в поле кимберлитов. Кимберлитовые поля среднепалеозойского возраста, расположенные севернее перечисленных – Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Мерчимденское и Огонер-Юряхское, несмотря на обилие тел, не содержат выявленных высокоалмазоносных кимберлитов. В Западно-Укукитском поле, насчитывающем около 90 выявленных кимберлитовых трубок и даек, только единичные тела имеют низкую алмазоносность (~0,1 карат/т), а остальные – лишь убогую, минералогическую, либо вовсе безалмазны. Определенная связь между интенсивностью проявления кимберлитового магматизма в палеозое (протерозое?) и степенью его средней алмазоносности может быть связана с рядом причин: 1) различиями в исходной на время образования алмазов мощности различных блоков СП; 2) характером и степенью метасоматической проработки ювенильных алмазоносных истощенных перидотитов ЛМ СП в протерозое и палеозое: более высокие уровни метасоматической проработки, как карбонатитового, так и силикатного типа даже весьма мощных, как, к примеру, под Далдынским и Алакитским полями, блоков ЛМ, с одной стороны, создадут условия для генерации значительных объемов кимберлитовых расплавов, с другой – уничтожат большую часть алмазов в перидотитах ЛМ; 3) степенью проницаемости различных кимберлитогенерирующих зон в период после образования литосферных алмазов; 4) степенью истощенности первичных пород ЛМ, прямо связанной со степенью частичного плавления исходных пород планеты в период формирования ЛМ и с потенциалом кислорода в тугоплавком остатке; 5) различиями энергетического потенциала и характера процессов, приводящих к образованию протокимберлитовых расплавов.

Анализ особенностей проявления разновозрастных кимберлитов на территории СП показывает: 1. Наиболее высокий уровень алмазоносности имеют кимберлиты среднепалеозойского возраста южных полей – Мирнинского и Накынского, включающих незначительное количество тел. Это может быть связано: а) с низкой проницаемостью блоков литосферы большой мощности под этими полями в период от среднего архея и до времени образования кимберлитов; б) с относительно низкой степенью

метасоматической проработки карбонатитового типа истощенных перидотитов ЛМ этих блоков на глубинах области стабильности алмаза; в) неагрессивным по отношению к алмазам транспортирующим расплавом. 2. Причинами низкой алмазоносности кимберлитов и большого количества их тел в ряде полей среднепалеозойского возраста, расположенных севернее Мирнинского и Накынского, могут быть: а) меньшая мощность литосферы в блоках СП под некоторыми из этих полей; б) высокая степень проницаемости и метасоматической проработки (карбонатитовой и силикатной) истощенных перидотитов ЛМ во время, предшествующее формированию этих полей; в) более агрессивный по отношению к алмазам тип кимберлитовых расплавов.

Несмотря на общий низкий уровень алмазоносности *выявленных к настоящему времени* на северо-восточной части СП кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста, здесь имеются надежные признаки присутствия еще не найденных высокоалмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста в правой части бассейна р. Анабар (бассейны рек Маят, Биллях, Уджа), южном обрамлении Оленекского поднятия (верховья бассейна р. Молодо, бассейны правых притоков р. Кютюнгда). На этих площадях в разновозрастных терригенных породах обнаружены значительные количества высокосортных алмазов I группы и пиропов, особенности состава которых указывают на большую мощность и низкие степени метасоматической проработки ЛМ под выносившими их кимберлитами. Хорошие перспективы выявления высокоалмазоносных кимберлитовых полей имеются также и в целом ряде других районов СП, южнее отмеченных. К ним относятся Марха-Моркокинская, Ыгыаттинская, Сюльдюкарская, Курунг-Юряхская, Еленгская, Тарыдакская и ряд других перспективных площадей [1]. Что касается перспектив алмазоносности кимберлитов мезозойского возраста, то они ограничиваются надеждами выявления единичных мелких тел типа фазы повышенной алмазоносности триасовой трубки Малокуонамская и убогоалмазоносных тел с корродированными низкосортными алмазами, такими как некоторые трубки триасовых полей, обрамляющих Анабарский щит, либо трубки Дьянга, единственной пока среди юрских трубок, имеющей убогую алмазоносность. Основной причиной этой ситуации является весьма высокая степень метасоматической проработки силикатного типа истощенных перидотитов ЛМ до времени внедрения кимберлитов [3, 8].

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН, а также при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70063/18.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Егорова Е.О., Похиленко Н.П. Прогнозная оценка перспективных участков коренной алмазности Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск. 2018. Т. 1. С. 183-186.
2. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Лобанов С.С. Россыпная алмазность Сибирской платформы: возрастные уровни и возможные источники питания // Геология рудных месторождений. – 2011. - Т. 53. - № 6. - С. 538-542.
3. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Матер. научно-практ. конф., посвящ. 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК "АЛРОСА". Мирный. 1998. С. 65-67.
4. Шамшина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. – Якутск. ЯФ СО АН СССР. 1986. 112 с.
5. Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N // Russian Geology and Geophysics. 2015. 56. 280–295.
6. Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.// Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1991. 90. P. 11-18.
7. Pokhilenko, N.P., Sobolev, N.V., Boyd, F.R., Pearson, D.D., Shimizu, N.// Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics). 1993. 34 (1). 71–84 (56–67).
8. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. // Proc. 7 IKC, Cape Town, 1999. V. II. pp. 689-698.
9. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Nixon P.H. // 7th Meet. EUG, Strasbourg: EUG VII. 1993. 5. P. 40.
10. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1995. 59. № 5. P. 959-977.
11. Shirey, S.B., Cartigny, P., Frost, D.J., Keshav, S., Nestola, F., Nimis, P., Pearson, D.G., Sobolev, N.V., Walter, M.J.. // Rev Mineral Geochem, 2013. 75. 355-421.
12. Stachel, T., Harris, J. // Ore Geology Reviews. 2008. 34. 5-32.

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ КОРЕННОЙ АЛМАЗНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ВИЛЮЙСКО-МАРХИНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Проценко Е.В., Горев Н.И.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА"
(ПАО), Мирный, ProtsenkoEV@alrosa.ru*

Вилуйско-Мархинская минерагеническая зона (ВММЗ), сопряженная с одноименной зоной разломов и приуроченная к северо-западному борту

Вилуйской синеклизы, по мнению многих исследователей считается рудоконтролирующей. В ее центральной части расположены высокоалмазоносные среднепалеозойские кимберлитовые поля - Мирнинское и Накынское. Открытие у западной границы ВММЗ нового Сюльдюкарского кимберлитового поля (СКП) показало, что перспективной для локализации кимберлитовых полей может быть не только центральная часть зоны, но и ее фланги [5].

В ходе многолетних исследований установлено, что кимберлитовые поля располагаются обычно в узлах пересечения структур, генетически связанных с областями тектономагматической активизации: кимберлитоконтролирующих зон, маркирующих краевые части стабильных блоков земной коры, и зон разломов, выделяемых в качестве рифтоподобных структур [1], секущих зон, входящих углов или под другими названиями. По нашему мнению, участки, приуроченные к узлам пересечения зон краевых дислокаций с секущими зонами, заслуживают пристального внимания и требуют всестороннего изучения на предмет прогнозирования новых кимберлитовых полей.

Специалистами НИГП АК «АЛРОСА» на северо-восточном фланге Вилуйско-Мархинской минерагенической зоны в бассейне среднего течения р. Тюнг локализована Юлэгирская площадь, перспективная на обнаружение проявлений кимберлитового магматизма. Тектоническую позицию площади определяет ее расположение в узле пересечения осевой ветви ВММЗ с Тюнгской секущей зоной (ТСЗ) (рис. 1). На данной площади ТСЗ выделяется аномалией повышенной суммарной продольной проводимости осадочных пород [3], а в рельефе кристаллического фундамента – входящим углом, трассирующимся со стороны Линденской впадины. В верхних горизонтах нижнепалеозойского комплекса по результатам выполненных структурных построений зона прослеживается линейной отрицательной структурой субмеридиональной ориентировки, осложняющей строение нижнепалеозойского структурного яруса.

Отдельные разломы ВМЗ в пределах Юлэгирской площади в современной структуре нижнепалеозойских отложений проявлены линейными прогибами. Известно, что подобными грабенами зачастую трассируются кимберлитоконтролирующие разломы в известных продуктивных кимберлитовых полях [4]. В мезозойских отложениях вышеописанные структуры не прослеживаются, что может свидетельствовать об их доюрском, а, наиболее вероятно, среднепалеозойском возрасте. В южной части площади по космofотоматериалам дешифрируются Аллара-Сала-Мастахская и

1-2 типы поисковых площадей: 1- открытые для поисков, 2 - закрытые для поисков; 3-4 – структуры платформенного чехла (их названия): 3 – положительные, 4 - отрицательные (АА – Анабарская антеклиза, ВС – Вилуйская синеклиза, СС – Сюджерская седловина); 5-7 – зоны разломов: 5- первого порядка (В-М – Вилуйско-Мархинская, П-Ж – Попигайско-Жиганская), 6- отдельные ветви В-М зоны (о-осевая, з-западная), 7 – второго порядка (Т-Тюнгская, С-М-Средне-Мархинская); 8 – глубинные разломы; 9 –Накынскоеимберлитовое поле (Н); 10 – Юлэгорская перспективная площадь (Ю)

162

рекомендованные к детализации наземной магнитометрией с последующей заверкой бурением.

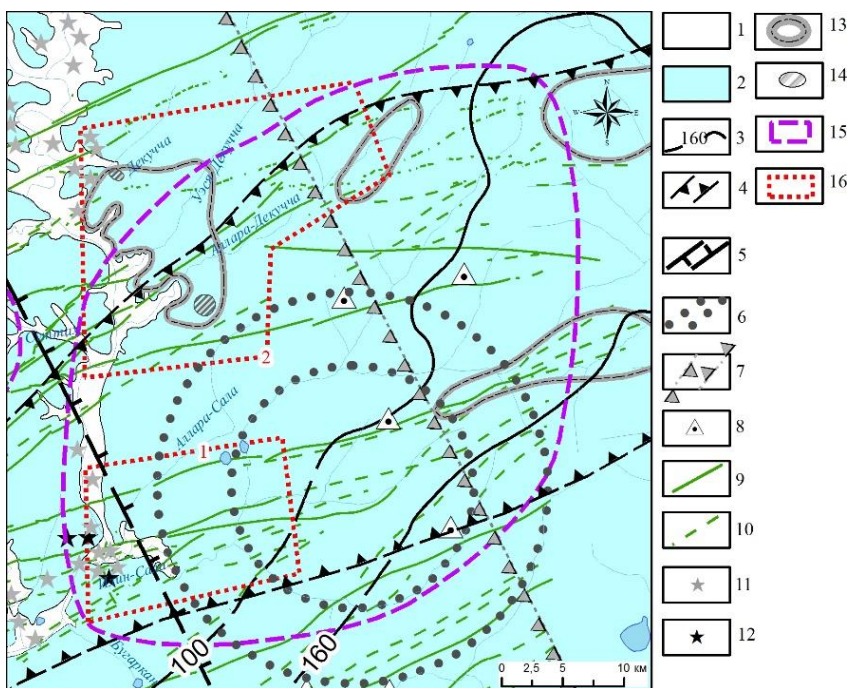


Рис.2. Прогнозная схема Юлэгирской перспективной площади. 1-2 типы поисковых площадей: 1- открытые для поисков, 2 - закрытые для поисков; 3 – изопохиты перекрывающих отложений, м; 4 – центральная (осевая) часть Вилуйско-Мархинской зоны разломов I порядка; 5 – Тюнгская зона разломов II порядка; 6 – кольцевые структуры; 7 – зона суммарной продольной проводимости пород осадочного чехла; 8 – локальные магнитные аномалии; 9-10 - дайки среднепалеозойских долеритов: 9 – мощные, выходящие на поверхность нижнего палеозоя; 10 – маломощные, или не имеющие выхода на поверхность нижнего палеозоя; 11-12 – отдельные находки алмазов: 11 – в четвертичных отложениях, 12 – в отложениях нижней юры; 13-14 – ореолы МСА в базальных горизонтах перекрывающих отложений: 13-14 – обобщенные контуры, 14 – хорошей сохранности; 15 – Юлэгирская площадь, перспективная на обнаружение кимберлитового поля; 16 – участки, перспективные на выявление кимберлитовых тел: 1 – Илин-Сала, 2 – Декучча

Площадь является преимущественно закрытой, находясь в области развития нижнеюрских прибрежно-морских отложений, мощность

которых увеличивается в юго-восточном направлении. Здесь в различных возрастных срезах от нижней юры до современных отложений установлены многочисленные находки алмазов и их минералов-спутников (МСА). Их изучение показало, что они оторваны от своих коренных источников и испытали неоднократное переотложение в течение постмагматической истории. Ореолы МСА в большинстве случаев имеют площадной характер и не обладают надежными векторными характеристиками, позволяющими определять направление их перемещения. Однако, находки высокосохранных кимберлитовых минералов не исключают возможность принадлежности хотя бы части из них неизвестным пока коренным источникам, расположенным на рассматриваемой территории.

В западной части площади находятся два участка Илин-Сала и Декучча с контрастно проявленными минералогическими признаками. Здесь геологоразведочными подразделениями АК «АЛРОСА» неоднократно устанавливались значительные (до 30-40%) концентрации хороших (I+II класса) МСА – пиропов и пикроильменитов. В отложениях тунгской свиты нижней юры на участке Илин-Сала были зафиксированы находки 4 кристаллов алмазов.

Вышеизложенное позволяет говорить о перспективности Юлэгирской площади на выявление новых коренных источников алмазов. Первоочередными для поисков являются участки Илин-Сала и Декучча. Учитывая, кроме того, приуроченность нового СКП к западной части ВММЗ, более пристального внимания заслуживает северная периферия Юлэгирской площади.

Литература:

1. Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами // Отечественная геология. – 1996. - №10. – С. 28-34.
2. Лоскутов Ю.И., Антипин И.И., Горев Н.И. Перспективы открытия алмазоносного кимберлитового поля, аналогичного Накынскому // Геология и минерального сырья Сибири. Новосибирск. 2010. С. 96-101.
3. Полтарацкая О.Л. Некоторые особенности глубинного строения Якутской алмазоносной субпровинции по геоэлектрическим свойствам // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. - С. 284–286.
4. Проценко Е.В., Горев Н.И. Тектонические особенности размещения кимберлитовых тел и их использование при прогнозировании (на примере кимберлитовых полей Западной Якутии). Руды и металлы. 2017. №4. С. 62-69.

5. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Виллой-Мархинском междуречье // В сб.: Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. М-лы IV Регион. Науч.-практ. конф. 2014. С. 217-220.

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Ратьков С.С.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА»
(ПАО), г. Мирный, nigp@alrosa.ru*

Необходимость цифровой трансформации производства сегодня не подлежит сомнению, поэтому все более пользователей вынуждены активно включаться в работу по обеспечению предприятия современными средствами сбора, хранения и обработки информации, объединенными в единое геоинформационное пространство. В противном случае невозможно обеспечить эффективное управление производственными процессами и принимать оперативные решения на любом уровне.

АК «АЛРОСА» (ПАО), стремясь к внедрению новых и инновационных технологий, повышению своей эффективности особое внимание уделяет цифровизации производственных процессов, созданию благоприятной среды для реализации геоинформационных проектов. Таким образом, функция создания единого геолого-информационного пространства (ЕГИП) группы АЛРОСА (ПАО) возложена на отдел инновационных и геоинформационных технологий Научно-исследовательского геологического предприятия (НИГП). В настоящее время подготовлен проект по реализации ЕГИП, производится формирование концептуальных особенностей, необходимых мероприятий. Планируется, что ЕГИП будет сочетать геолого-геофизические банки данных и средства управления ими, современные ГИС-технологии, векторные редакторы, современные средства пространственного поиска информации и их визуализации посредством Web-интерфейса с предоставлением разграниченного доступа.

Ядром ЕГИП являются единые централизованные банки данных геолого-геофизической информации разделенные по принципу хранения определенного набора информации, характерного для той или иной деятельности предприятий ГРК АК АЛРОСА, которые должны формироваться на основе существующих в предприятиях, с централизацией и объединением баз данных, дублирующих функциональное назначение. Выбор клиентских средств, позволяющих осуществлять ввод информации и обеспечивать доступ к данным, должен производиться, исходя из соответствия бизнес-процессам ГРК и позволяющим производить ввод данных, исходя из специфики процесса. Программные средства должны позволять анализировать данные с учётом ассоциативных связей, оценивать ситуацию и делать прогнозы. Все решения в рамках ЕГИП предполагается трансформировать в ДЗО (ПАО «Севералмаз», АО «Алмазы Анабара»), с целью создания единых подходов к работе с геолого-геофизической информацией, обеспечения единых стандартов в ее накоплении.

На сегодняшний день в предприятиях ГРК АК «АЛРОСА» (ПАО) в той или иной мере функционируют отдельные элементы геолого-информационного пространства, которые должны стать основой для создания ЕГИП. Не имея общей модели и набора общих форматов обмена, единых легенд и стандартов в накоплении и отображении информации, обеспечить их сбалансированное взаимодействие крайне сложно.

Исходя из этого следует разделить три основных направления, в рамках которых должны выполняться определенные мероприятия:

1. Создание единых банков данных по направлениям, на основе клиент-серверной технологии. Единые банки данных призваны обеспечить сбор и хранение геолого-геофизических данных в рамках единых стандартов, сохранность и достоверность данных, обеспечить удобство их использования в программных продуктах для последующей интерпретации.

Основные базы данных функционируют и наполняется Вилуйской ГРЭ (ИСИХОГИ – обеспечивает ввод первичной геологической информации, в том числе в полевых условиях; ArcSDE – хранилище пространственной растровой и векторной геологической информации; файловые БД), НИГП (RSearch - содержит большую базу данных результатов исследований по алмазам и позволяет производить аналитику, построение графиков, статистический анализ, строить отчеты; ЛИС – обеспечивает необходимый менеджмент качества лабораторных работ, автоматизирует бизнес процессы лаборатории; файловые БД), ПАО «Севералмаз» (ПО «Поиск» -

обеспечивает сбор, анализ и хранение поисковой геолого-геофизической информации, «Разведка» - разведочной и эксплуатационной информации).

2. Обеспечение централизованного разграниченного доступа к базам данных с использованием Web-ресурсов и каталогизаторов.

Создание единой базы данных позволит собрать большой объем разноплановой информации и обеспечить ее достоверность. Одной из целей ЕГИП, является предоставление оперативного доступа к данным, как из специализированных программных продуктов, которых должна производиться обработка информации, так и посредством Web-технологий, позволяющих выполнять мониторинг ГРП по периметру деятельности АК АЛРОСА, производить поиск необходимой информации и получать ее полноценное описание, а при необходимости производить их выгрузку.

3. Регламентирование деятельности по накоплению данных, хранению и обеспечению доступа. Обеспечение актуальности данных и их достоверности.

С целью получения качественной актуальной информации, обеспечения постоянного пополнения банков данных, внедрения единых бизнес-процессов прохождения геолого-геофизической информации, необходимо разработать и утвердить единые стандарты накопления и хранения информации, подготовки данных в специализированных проектах и их описания (стандарт метаданных), начиная от первоначальной подготовки до предоставления материалов в отчет. Эти требования должны быть утверждены в рамках регламентов ввода информации в базы данных, с установлением ответственности за достоверность предоставляемой информации, указанием методов и порядка получения доступа к данным.

В результате реализации ЕГИП планируется создать общую геолого-информационную инфраструктуру, где первичная и интерпретированная поисковая геологическая, геофизическая, минералогическая и др. информация от структурных подразделений ГРК АК «АЛРОСА» (ПАО), будет непрерывно поступать в центральные базы данных, откуда, посредством единого Web-ресурса, ее смогут получить (по запросу или в режиме автоматического доведения) все заинтересованные сотрудники, согласно уровням доступа. Информация в ЕГИП будет защищена от несанкционированного доступа и сбоев, будет обеспечено необходимое резервирование. При этом данные будут предоставляться в стандартных форматах, адаптированных для немедленного принятия решений (рис.).

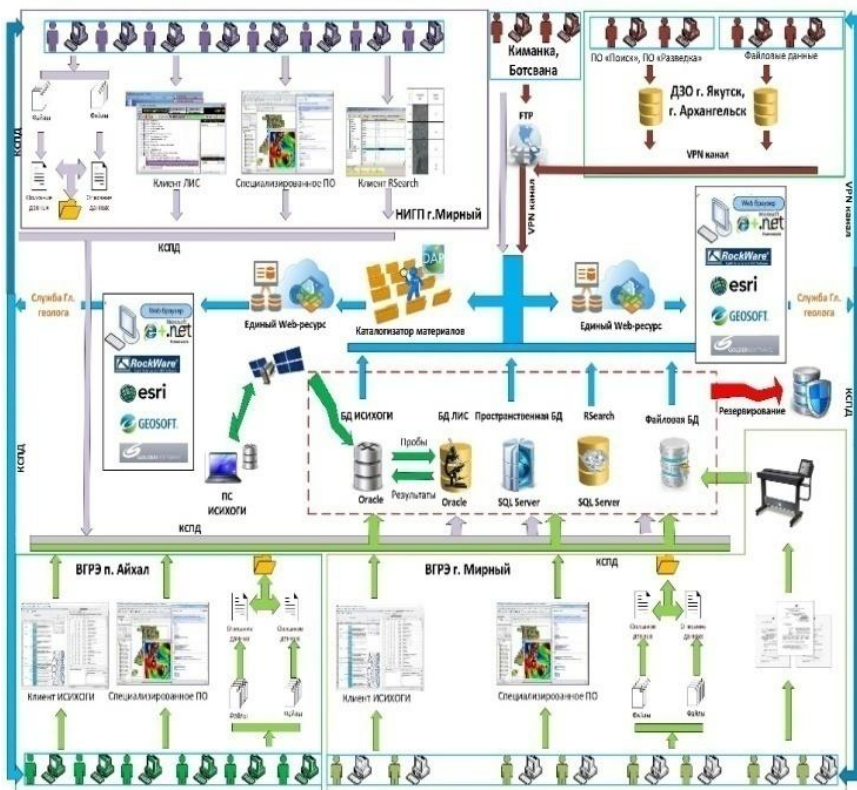


Рис. Схема организации ЕГИП и взаимодействия подразделений ГРК

Это позволит значительно повысить прозрачность процессов, облегчить получение доступа к геолого-геофизической информации. Применение средств автоматизированной обработки информации позволит оперативно и качественно принимать решения, что, несомненно, приблизит открытия новых алмазных месторождений.

Литература:

1. Новопашин А.В. Геоинформационные технологии в решении прикладных задач алмазопроисковой геологии (Якутская алмазоносная провинция) // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2015. № (51). С. 77–87.
2. <http://www.tfipfo.ru/data/doc/doklad/Cifrovizacia.pdf>
3. http://www.up-pro.ru/library/information_systems/production/tatneft-virtual.html

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ КИМБЕРЛИТОВ И ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

Спецнус З.В

Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА"
(ПАО), г. Мирный, spetsiuszv@alrosa.ru

Вопросы терминологии и классификации кимберлитовых пород являются предметом многочисленных публикаций и дискуссий. Нет сомнений в том, что кимберлиты являются вулканическими образованиями, что подтверждается рядом фактов [1, 5] и к ним должна быть применима соответствующая схема классификации.

Понятие кимберлитовые породы сформулировано на Семинаре по терминологии и классификации кимберлитовых пород (ЦНИГРИ, Москва, 1969 г.): *"Кимберлит - ультраосновная со щелочным уклоном горная порода порфировой структуры существенно оливинового состава, содержащая в переменных количествах флогопит, ильменит, пироп, пироксен, апатит, перовскит и некоторые другие минералы; кимберлит является материнской средой алмаза."*

Несмотря на многолетние разноплановые исследования кимберлитовых пород, до настоящего времени нет единой общепринятой схемы их классификации [1, 3 и ссылки внутри]. Это вызвано сложностью состава пород и дискуссионностью многих аспектов кимберлитообразования. Основными петрографо-генетическими типами кимберлитовых пород являются порфировые кимберлиты (с массивной текстурой цемента), эруптивные брекчии кимберлитов (автолитовые кимберлитовые брекчии), кимберлитовые туфы и туфобрекчии, ксенотуфы и ксенотуфобрекчии.

Порфировые кимберлиты представляют собой породы эффузивного типа порфировой структуры и массивной текстуры. Они характеризуются меньшим содержанием гетерогенного обломочного материала (5–25 %), чем описанные ниже автолитовые брекчии. Порфировые выделения в кимберлите имеют размеры 0,2–10 мм, отдельные вкрапленники достигают 15–20 мм. Наряду с оливином во вкрапленниках отмечен флогопит.

Основная масса кристаллически зернистая, состоит из варьирующих количеств оливина 2-ой генерации (<1мм), монтichelлита, пироксена, флогопита, апатита и постоянно присутствующих карбоната, серпентина, рудных минералов. Структура - однородная или микротакситовая.

Автолитовые кимберлитовые брекчии состоят из переменного количества (3–50%) разноразмерных сферических, иногда неправильной формы автолитов, располагающихся в связующей массе. Кроме текстуры, отличием автолитовых брекчий от порфировых кимберлитов является

более высокое содержание обломков осадочных пород. Размеры автолитов варьируют от 0,2 мм до 10 см, редко более.

Связующая масса автолитовых брекчий состоит в основном из серпентина и карбоната. Их содержание широко варьирует. Карбонат чаще всего наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 0,05-0,5 мм. Серпентин в связующей массе субизотропный, криптокристаллический и представлен смесью хризотила и лизардита. Присутствуют новообразованный флогопит и рудные минералы. Содержание автолитов колеблется от первых до 45-50 % и варьирует в пределах даже одного участка трубы.

Термины "**кимберлитовый туф**" и "**туфобрекчия кимберлитов**" фигурируют во многих классификационных схемах. Этим термином обычно называются автолитовые кимберлитовые брекчии [3]. К кимберлитовым ксенотуфам и ксенотуфобрекчиям относятся породы, отличающиеся высоким содержанием (70-95%) обломочного материала. Текстура брекчиевая, структура кристаллолитокластическая, псаммитовая или псефитовая. Кимберлитовый материал представлен редкими автолитовыми образованиями и отдельными минералами кимберлитов.

Новая схема классификации и терминологии кимберлитов предложена коллективом зарубежных авторов [6], которая претендует на роль генетической. Схема разделена на пять этапов, представляющих собой постепенно усложняющиеся уровни интерпретации:

Этап 1 – общая характеристика породы (изменения, структура, текстура и состав). Выделены три класса, включающие обломки (мантийные, коровые), особенности оливина и интерстициальной матрицы (основной массы).

На этапе 2 дается название породы (кимберлит, лампроит, и т.д.), сопровождаемое определением минералогического состава (монтичеллитовый кимберлит, лейцитовый лампроит и т.д.).

Этап 3 - текстурно-генетический. На этом этапе кимберлиты подразделены на когерентные (сцементированные) и вулканокластические. К когерентным относятся интрузивные (аналог порфировых кимберлитов) и экструзивные (лавовые кимберлиты). Кимберлиты подразделены на пирокластические (аналог автолитовых) и переотложенные - вулканокластические и эпикластические

Различаются два типа **пирокластических кимберлитов**: тип **Кимберли** (туффизитовый кимберлит) и тип **Форт-а-ля-коне** (пирокластический кимберлит) соответствует порфировым кимберлитам с такситовой структурой или автолитовым кимберлитам, автолитовая текстура которых проявляется только под микроскопом.

Для справки: к туффизитам относится туфобрекчия, состоящая из неотсортированного обломочного материала, сцементированная туфовым и пепловым материалом. Туфами называются излившиеся породы [4].

Этап 4 включает данные пространственного взаимоотношения и морфологии кимберлитового тела.

На 5-ом этапе проводится более детальная генетическая интерпретация, основанная на моде формации.

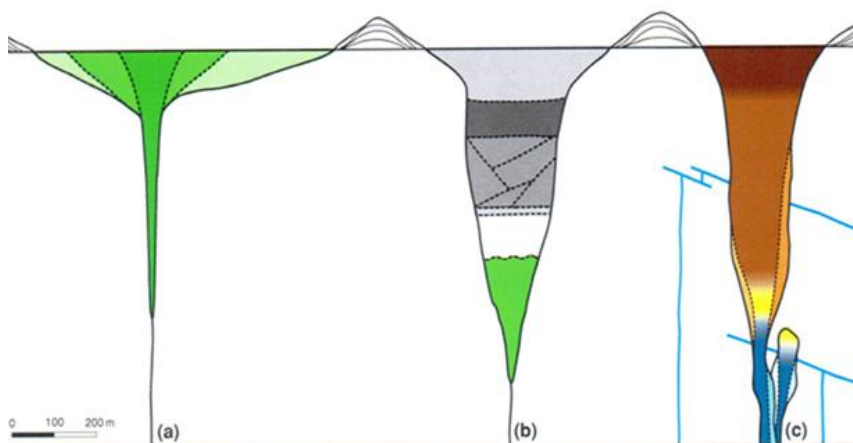


Рис.1. Схематические изображения разрезов кимберлитовых трубок различных типов по [6]. Согласно классификации (этап 3): *зелёным цветом обозначены пирокластические кимберлиты, схожие с породами Форт-а-ля-Корн; коричневым - пирокластические кимберлиты, схожие с породами Кимберли; голубым - цементированные кимберлиты; жёлтым - переходные от пирокластических кимберлитов к когерентным; серым - переотложенные вулканокластические.*

Отметим ряд некорректных определений приводимых в данной работе:

1. Термин «вулканокластические породы» (состоящие из эффузивного или пирокластического материала, сцементированного лавой, используется для кратерных и диатремовых частей трубок [6]. Этот термин может быть применен только к кратерным образованиям, тогда как на схематических разрезах трубок (рис. 2), он применен к породам, слагающим всю трубку.
2. Термин лапилли (согласно, Левинсон-Лессингу, 1963), предполагающий выброс материала на поверхность, используется авторами для обозначения автолитов, но автолиты установлены на глубинах 1000 м и более (рис. 2).
3. Термин «пирокластические породы» - общий термин для пород, выброшенных во время извержения в раскаленном состоянии. Отнесение к ним кимберлитов проблематично из-за отсутствия вулканических стекла, характерного для всех пород.

Таким образом, применение этих терминов в предлагаемой зарубежными авторами новой классификации кимберлитов обуславливает высокую проблематичность ее использования.

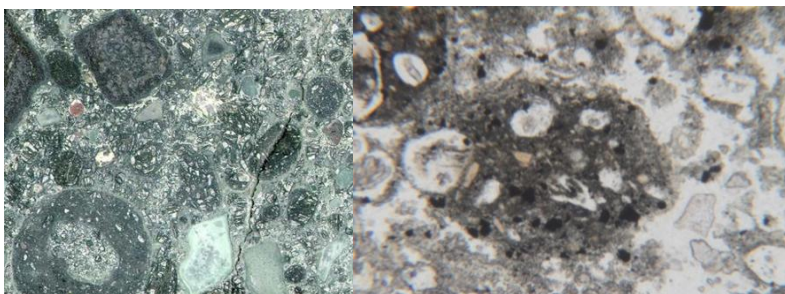


Рис. 2.Примеры автолитовых образований: слева –тр. Интернациональная (глуб. 1200 м, увел. 25^х) и справа–тр.Юбилейная (глуб. 1426м., увел. 25^х)

Проблема эрозионного среза кимберлитовых трубок представляется нам весьма дискуссионной и требует уточнений и конкретизации. В ряде работ [2 и ссылки внутри] обосновывается, что эрозионный срез увеличивается от южных к северным кимберлитовым полям. По расчетам Ф.Ф. Брахогеля [2], эрозионный срез Мирнинского поля составляет порядка 300 ± 50 м, Алакит-Мархинского варьирует в интервале 600-700 м и Далдынского - 950 ± 70 м. Предполагается, что для северных полей провинции величина эрозионного среза составляет от 1300 м (Верхне-Мунское поле) до 1900 м (Толуопское и Куойское поля), а по отдельным оценкам даже более 2000 м. В таком случае, мы бы видели только корневые части тел, которые обычно представлены отдельными рудными столбами, подобно трубке Айхал, или же несколькими подводящими дайками. Однако, это далеко не так, в частности, трубка Обнаженная Куойского поля демонстрирует обычную трубчатую форму тела.

Согласно классической теории формирования рудных месторождений, существует четкая зональность развития в них гидротермальных процессов, соответственно, величина эрозионного среза кимберлитовых трубок Мирнинского, Алакит-Мархинского и Далдынского полей скорее всего сопоставима также как сопоставима картина зональности проявленных в них гидротермальных процессов. В частности, объективной иллюстрацией этого может служить приуроченность развития амethysta в кимберлитах трубок Мир, Удачная, Зарница и Айхал к одним и тем же горизонтам (250-300 м) от поверхности, что установлено при отработке и вскрытии их карьерами.

Одним из подобных противоречий является и установленный нами, во время проведения полевых работ 2008 года на трубках Омонос-Укуитского поля, задир вмещающих осадочных пород на контакте с трубкой Омонос, который никоим образом не мог сохраниться при большом эрозионном срезе (рис.3.).



Рис. 3. Задир вмещающих пород на контакте с трубкой Омонос

Литература:

1. Богатилов О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.
2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск. 1984. 127 с.
3. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука. 1983. 157 с.
4. Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург. ВСЕГЕИ. 2009. 155 с.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра. 1998. 555 с.
6. Scott Smith B.H., Nowicki T.E., Russel J.K. et al. Kimberlite terminology and classification // Proceedings of 10th Int. Kimb.Conf. V. 2. Journ. of the Geological Society of India. 2013. P. 1–17.

ПРИМЕСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПИРОПАХ ПО ДАННЫМ МИКРОЗОНДОВЫХ АНАЛИЗОВ

Спеццус З.В., Иванов А.С.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК "АЛРОСА"
(ПАО), г. Мирный, spetsiuszv@alrosa.ru*

Углубленные исследования составов пиропов, являющихся главным индикаторным минералом кимберлитов, и содержаний примесных элементов в них имеют важное значение для поисковой геологии. Ниже последовательно рассмотрены отдельные примесные элементы во взаимоотношениях с основными оксидами, а также особенности их распределения в различных парагенетических типах гранатов.

Натрий (Na_2O). Для составов низкохромистых пиропов группы элогитовых и реже вебстеритовых ассоциаций выявлены основные признаки кристаллизации их с алмазами в зависимости от содержания и соотношения Na_2O – TiO_2 , предложенных авторами [5] (рис. 1), что было отмечено в ряде работ [1–3].

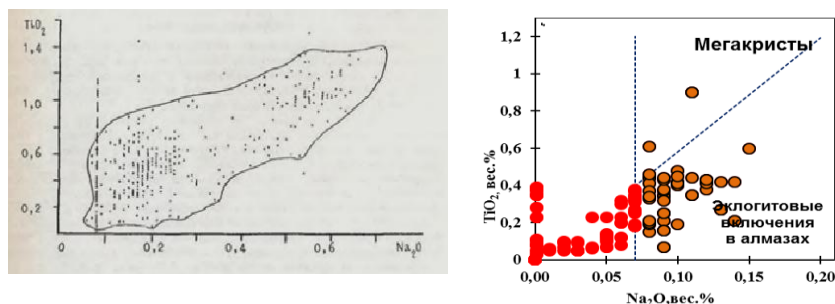


Рис. 1. Диаграммы состава включений граната в алмазах мира по [2] и пиропов с содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\text{мас.}\%$ из трубки Комсомольская.

Никель (NiO). Нами были количественно определены содержания никеля в низкохромистых пиробах с помощью микрозонда JXA-8230 (по несколько зерен из каждой трубки) из кимберлитовых тел разной степени алмазности (рис. 2). При этом, в низкохромистый кластер зерен пиропов попадают зерна как элогитовых, так и ультраосновных парагенезисов. Следует отметить, что Ni -алмазный коридор, выделенный В. Гриффиным [4] для перидотитовых ассоциаций, позволяет оценивать кимберлиты на качественном уровне и может использоваться в комплексе с другими параметрами. Микроанализатор JXA-8230 по своим конструктивным возможностям усовершенствован для работы с повышенным током пучка в приборе, что позволяет повысить на порядок и более чувствительность и на количественном уровне выполнять определения никеля и других примесных элементов в минералах. Ниже приведены примеры распределения NiO и MnO в пиробах из ряда трубок, при этом, только в алмазонасных наблюдается их корреляция.

Марганец (MnO). Содержания MnO в гранатах из кимберлитов, как правило, не превышают $0,5\text{вес.}\%$. Узкий диапазон содержаний MnO (менее $0,36\text{ вес.}\%$) был отмечен для включений гранатов лерцолитового парагенезиса в алмазах из кимберлитов трубки Виктор (Канада) [5]. Необходимо отметить, что изменение содержаний Ni и Mn может происходить в процессе метасоматических преобразований гранатов.

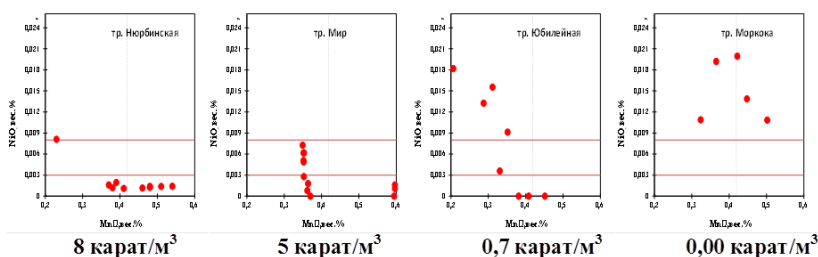


Рис. 2. Содержания никеля в низкохромистых пиропсах из кимберлитов разной алмазоносности. *Под каждой диаграммой приведены данные по содержанию алмазов в этих кимберлитовых трубках*

Было обнаружено, что составы пиропов, определенные методом РСА (рентгеноспектрального анализа), из ультраосновных парагенезисов для высоко алмазоносных кимберлитов проектируются на бинарную диаграмму MgO – MnO в определенную кластерную область, которая характерна для большинства промышленных кимберлитов. Эту область составов можно характеризовать как температурную «мишень», в центр пересечения которой проектируются составы пиропов исключительно из продуктивных кимберлитов. Вероятно, кристаллизация пиропов с такими содержаниями Mg и Mn происходит в области благоприятной по РТ параметрам для совместной их кристаллизации с алмазами (рис. 3).

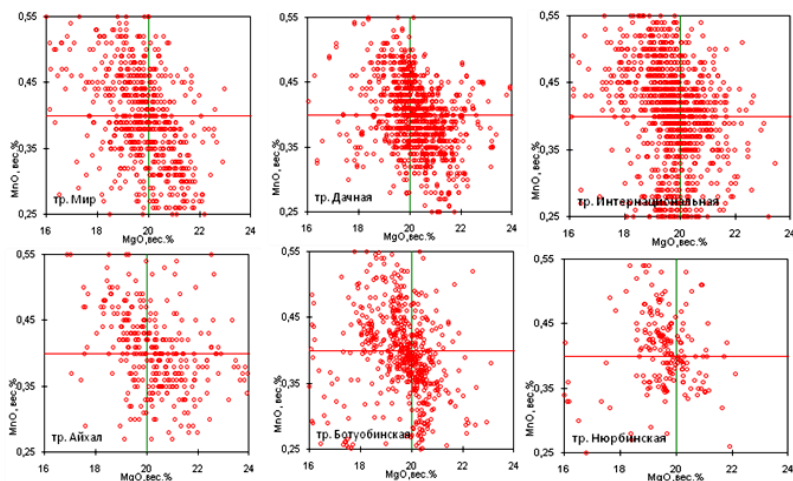


Рис. 3. Диаграммы MgO – MnO составов пиропов из месторождений кимберлитов

Составы пиропов из низко алмазоносных кимберлитовых трубок не все попадают в центр температурной мишени и большая часть их не кристаллизовались совместно с алмазами. На основании представленных графиков, может быть предложен новый критерий для оценки алмазоносных кимберлитов. Определения содержания MnO в пиропе методами PCA происходит со стандартным отклонением около 10%. От 4000 ppm - среднего содержания MnO в пиропе, это составит 400 ppm, поэтому на представленных диаграммах мы отмечаем широкое облако по оси MnO . Центральная область проекции этого облака для составов пиропов, которые по марганцевому термометру благоприятна для совместной кристаллизации и сохранности алмаза попадает в область 0,4% весовых содержаний для MnO и 20% весовых процентов для MgO .

Составы пиропов группы G10 по классификации [3] с лиловым окрасом для убого алмазоносных кимберлитов имеют более высокие РТ параметры кристаллизации таких пиропов, при которых алмаз, вероятно, “сгорает”. На диаграммах $MnO - Cr_2O_3$ такое изменение составов в пробах пиропов отражается в виде отрицательной корреляции между этими элементами для убого алмазоносных трубок (рис. 4, а) и положительной корреляции для промышленно алмазоносных тел (рис. 4, б).

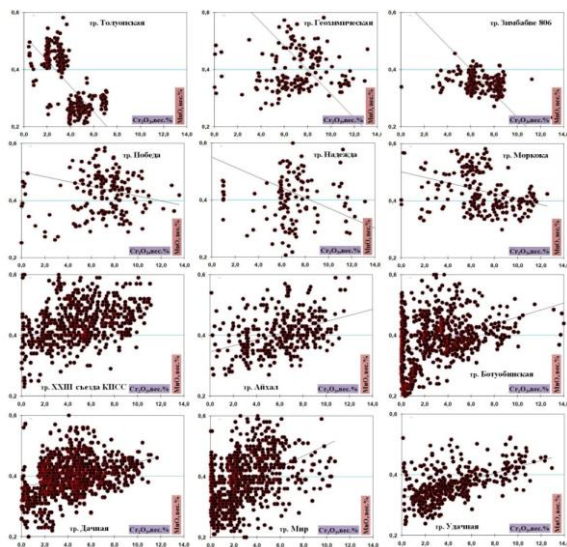


Рис. 4. Диаграммы $MnO-Cr_2O_3$ для составов пиропов из убого алмазоносных и из промышленных кимберлитовых трубок

Титан (TiO_2). Титан, несомненно, является важным и знаковым примесным элементом, в значительной степени определяя группы Доусона [3], в гранатах которых его содержание составляет: G9-низкое < 0,3, G1–среднее 0,3-0,6 и G2 – высокое > 0,6 вес.%. Ниже приведены комплексные диаграммы гранатов из кимберлитовых трубок различной алмазности (рис. 5). Алмазные кимберлиты содержат меньшее количество гранатов групп $G1+G2 < 30\%$ от выборки, в то время как убогоалмазные кимберлиты содержат суммарно $G1+G2 > 40\%$.

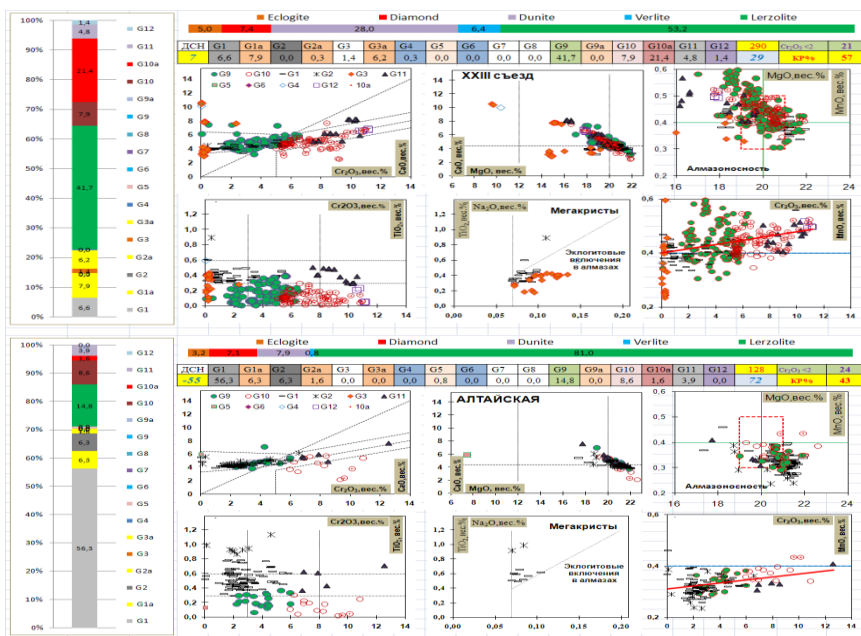


Рис. 5. Комплекс диаграмм и гистограмм для составов пиропов из кимберлитов

Выводы. В составах пиропов из кимберлитов существуют высокие значимые коэффициенты корреляции между содержаниями элементов большого и малого порядка, т.е. основными оксидами и элементами примесей. Большинство элементов примесей не может быть корректно определено на микрозонде. Это позволяет утверждать, что оценочные критерии, которые предложены только для элементов примесей, могут лишь дублировать критерии, базирующиеся на содержаниях элементов ощутимых для проведения микрозондовых анализов, которые были разработаны Н.В. Соболевым, Дж. Доусоном и другими авторами [1-3].

Литература:

1. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. №3. С. 70–80.
2. Гэрни Дж.Дж., Мур Р.О. Геохимическая корреляция между минералами кимберлитов и алмазами кратона Калахари // Геология и геофизика. 1994. №2. С. 12–24.
3. Dawson J.B. and Stephens W.E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol., 1975, V. 83. P. 589-607.
4. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace-elements in Indicator minerals – area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochem. Explor. 1995. V. 53 (1–3). P. 311–337.
5. Stachel T., Banas A., Aulbach S., Smit K.V., Wescott P., Chinn I.L., Kong J. The Victor Mine (Superior Craton, Canada): Neoproterozoic lherzolitic diamonds from a thermally-modified cratonic root // Mineralogy and Petrology. 2018. V.112, P. 325–336.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО АНАЛИЗА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ- СПУТНИКОВ АЛМАЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО- ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ НА ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Тарских О.В., Забелин А.В., Зайцевский Ф.К.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА»
(ПАО), г. Мирный, nigp@alrosa.ru*

Оценка перспектив алмазоносности как территорий, так и отдельных кимберлитовых тел, является одной из приоритетных задач геологоразведочного комплекса АК «АЛРОСА» (ПАО). Более чем полувековой опыт исследований минералов-спутников алмаза [1] показал, что химический состав кимберлитовых минералов имеет четко выраженную специфику и может быть использован в качестве прогнозно-поискового признака. Решение этих задач осложняется тем, что минералы-спутники имеют сложный химический состав и характеризуются как изовалентным, так и гетеровалентным изоморфизмом [2, 3]. В настоящий момент для определения химического состава минералов-спутников широко применяется микрорентгеноспектральный анализ, позволяющий определять содержания химических элементов в конкретном зерне минерала-спутника, формируя многомерное пространство признаков. Так,

для граната этих признаков может быть 9-11, для ильменита и хромшпинелидов – 6-9. Охватить весь комплекс признаков можно непосредственным сравнением выборок.

Для работы с большими массивами данных применяется Data Mining, одним из видов которого является нейросетевой метод Random Forest. Метод сравнивает выборки и выполняет статистический прогноз: оценивает степень сходства проверяемой выборки и эталонной модели-«дерева». Алгоритмом построения дерева выбирается случайным образом из k переменных (не менее $1/3$ всей выборки). Из отобранных переменных выбирается та, которая дает наилучшее деление ветви дерева на две и этот процесс повторяется заданное количество раз. По умолчанию строятся 500 деревьев, фактором может быть любой набор столбцов (фактор и переменные не пересекаются). Под наилучшим делением понимается минимум ошибки RSS (сумма квадратов ошибок прогноза). Большое число «деревьев» позволяет минимизировать ошибку прогноза [4, 5].

Алгоритм реализован в программе Select Stat, разработанной в среде RStudio. В качестве исходных данных используются стандартные наборы данных результатов химического анализа минералов-спутников алмаза в виде таблиц MS Excel. Требование к данным – совпадение названий столбцов эталонной (рис. 1) и проверяемой выборки (рис. 2). Интерфейс программы представлен на рис. 3.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	Трубка	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O
206	Дачная	42.46	0.45	20.42	1.97	8.22	0.28	21.53	4.26	0.08
207	Дачная	42.08	0.34	21.66	1.68	7.36	0.34	20.63	5.48	0.14
208	Дачная	41.96	0.22	22.75	0.12	10.48	0.32	19.79	4.06	0.03
209	им. XXIII съезда КПСС	41.64	0.47	18.98	5.34	7.4	0.42	20.62	4.44	0.1
210	им. XXIII съезда КПСС	41.73	0.45	19.04	5.31	7.13	0.4	20.84	4.41	0.09
211	им. XXIII съезда КПСС	41.41	0.4	19.03	5.14	8.04	0.39	19.89	4.72	0.08
212	им. XXIII съезда КПСС	41.75	0.4	19.08	5.08	7.82	0.45	19.79	5.24	0.06

Рис. 1. Эталонная выборка. 3431 результатов химического анализа МСА

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	Объект	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O
2	Бахчинская	40.99	0.12	21.51	1.11	8	0.31	19.43	4.59	0
3	Бахчинская	41.29	0.06	21.6	1.16	8.47	0.43	19.37	4.28	0
4	Бахчинская	40.72	0.09	20.91	2.1	9.01	0.52	18.22	4.46	0.01
5	Бахчинская	41.46	0.13	21.42	2.17	8.48	0.47	19.95	4.37	0
6	Бахчинская	40.43	0.06	20.08	2.81	8.39	0.46	18.73	4.85	0.04
7	Бахчинская	39.75	0.09	19.14	2.91	8.59	0.55	18.95	4.49	0.06

Рис. 2. Проверяемая выборка. 360 результатов химического анализа МСА

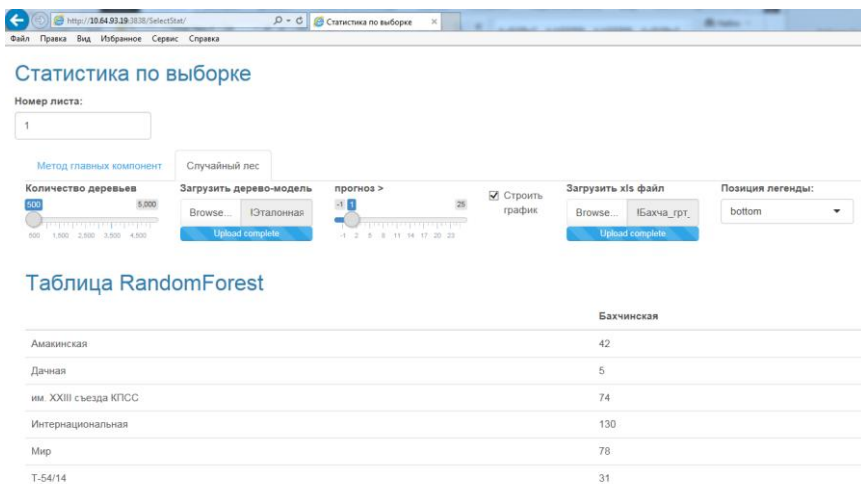


Рис. 3. Интерфейс программы «Select Stat»

На территории Якутской алмазоносной провинции зафиксированы многочисленные ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза, для которых коренные источники до настоящего времени не установлены. Одной из таких площадей является Бахчинская площадь, расположенная к северо-востоку от г. Мирный и Мирнинского кимберлитового поля.

Для выборки гранатов из ореолов площади (380 анализов) было выполнено сравнение с выборкой из кимберлитов Мирнинского и Ыгыаттинского кимберлитовых полей методом Random Forest.

Получены следующие результаты: максимальное сходство (37%) обнаружено с выборкой гранатов из кимберлитов трубки Мир, на втором месте (36%) – трубка Интернациональная (рис. 4, а).

Для выборки ильменита (777 анализов) из ореолов площади также был выполнен анализ методом Random Forest.

Эталонная выборка включала в себя 1230 анализов состава ильменитов из кимберлитов тел Мирнинского кимберлитового поля и 96 анализов ильменита из кимберлитов аномалии T-54/14.

Получены следующие результаты: максимальное сходство (53%) обнаружено с выборкой ильменита из кимберлитов трубки Дачная, на втором месте (49%) – трубка им. XXIII съезда КПСС (рис. 4, б).

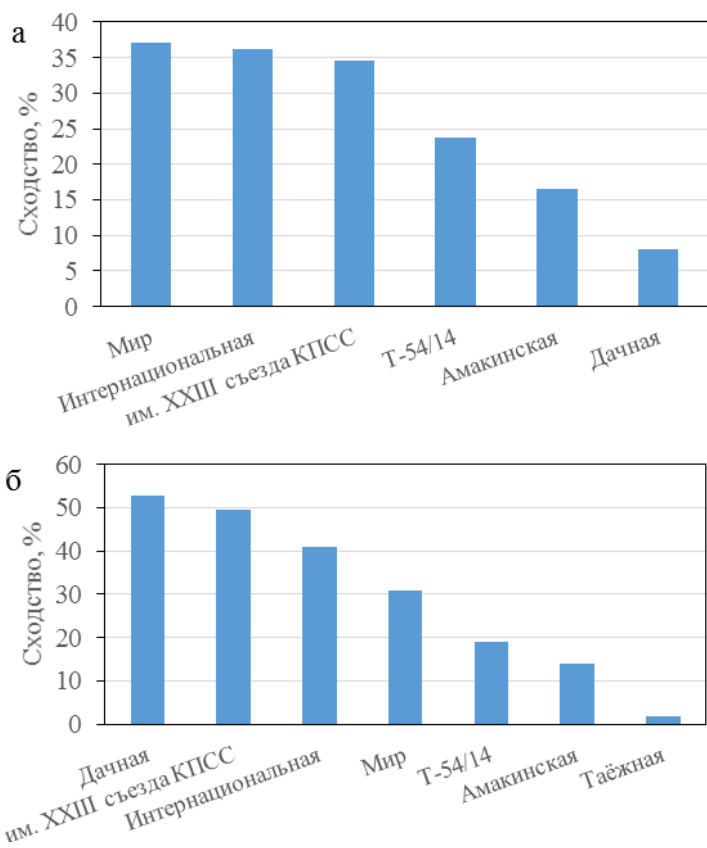


Рис. 4. Результаты анализа методом RandomForest для гранатов (а) и ильменитов (б) Бахчинской площади

Таким образом, исходя из имеющихся данных возможны два варианта: либо ореолы Бахчинской площади сформированы за счет переотложения во вторичных коллекторах минералов-спутников алмаза из коренных источников Мирнинского и Ыгыаттинского полей, либо собственные коренные источники площади имеют характеристики, близкие к таковым для кимберлитовых тел Мирнинского и Ыгыаттинского полей.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск, Академическое издательство «Гео». 2010. 650 с.
2. Дусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М. Мир. 1983. 300 с.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, изд-во Наука. 1974. 263 с.

4. Шитиков В.К., Мاستицкий С.Э. Классификация, регрессия и другие алгоритмы Data Mining с использованием R. Тольятти, Лондон, 2017. 351 с.
5. Hadley Wickham, Winston Chang, Lionel Henry, Thomas Lin Pedersen, Kohske Takahashi, Claus Wilke, Kara Woo, Create Elegant Data Visualisations Using the Grammar of Graphics, CRAN. 2018. 222 p.

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЛЕНА

Толстов А.В., Проценко Е.В., Кошкарев Д.А.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА»
(ПАО), г. Мирный, TolstovAV@alrosa.ru*

Все известные месторождения алмазов, выявленные в пределах Сибирской платформы, сосредоточены в Якутской алмазодобывающей провинции (ЯАП). Фонд легко открываемых месторождений, выходящих на дневную поверхность, в пределах ЯАП, по-видимому, исчерпан, что относится и к удовлетворительно изученным полузакрытым регионам. Несмотря на это, геологи АК «АЛРОСА» (ПАО) выходят на фланги Сибирской платформы, где ожидаются открытия. Неясную оценку коренной алмазодобывающей способности имеет территория левобережья р. Лена, перспективы которой на алмазы отмечались разными исследователями [1].

В тектоническом отношении территория представляет собой область сочленения южного борта Палеовиллоидского авлакогена с Алданской антеклизой, маркируемая разломами Чаро-Синской зоны (ЧСЗ), являющейся зеркальным отображением Виллоидско-Мархинской зоны [2], в пределах которой локализуются продуктивные поля кимберлитов (Мирнинское, Накынское, см. рис.). Разломы ЧСЗ залечены долеритами, габбродолеритами, сиеногаббро, гранофирами, образующими систему даек и зон силлообразования в виде многоэтажных построек. Ориентировка тел северо-восточная, редко субмеридиональная и северо-западная.

Глубинные особенности территории сопоставимы с северо-западным бортом Палеовиллоидского авлакогена. Мощность кристаллической коры в этом районе варьирует в пределах 44-42 км, по геофизическим данным выделяются области понижения магнитоактивной поверхности и участки разуплотнения пород кристаллического фундамента. Ее перспективы связаны с региональными структурно-тектоническими и глубинными предпосылками. Строение ЧСЗ образует секущие ветви (Западная,

Центральная, Восточная), чем отличается от Вилуйско-Мархинской зоны. В этой связи наиболее перспективной следует считать северное окончание Западной ветви (левобережье р. Лена, см. рис.).

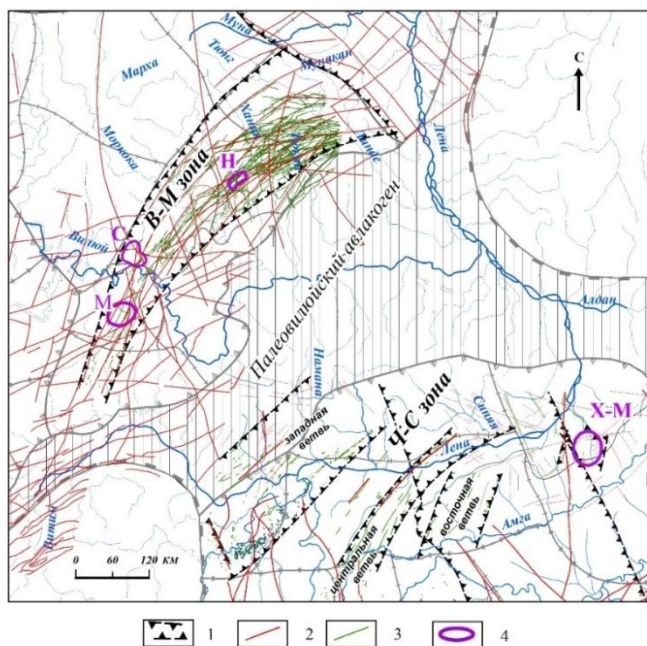


Рис. Структурно-тектоническая схема Палеовилуйского аэрооксидно-гидротермального пояса. Условные обозначения: 1 – зоны разломов: (В-М – Вилуйско-Мархинская, Ч-С – Чаро-Синская), 2 – разломы, выделенные геолого-геофизическими методами; 3 – дайки базитов; 4 – кимберлитовые поля (М – Мирнинское, Н – Накынское, С – Сюльдюкарское, Х-М – Хомпу-Майское)

Это позволяет идентифицировать ЧСЗ как минерагеническую и оценить ее перспективность по региональным и среднемасштабным (тектоническим, магматическим и др.) критериям на выявление новых алмазоносных районов и кимберлитовых полей.

Минералогические признаки в пределах ЧСЗ проявлены весьма слабо. В бассейнах рек Бирюк и Черендей установлены индикаторные минералы кимберлита (ИМК) – хромиты с единичными находками пироба и пикроильменита, а в приустьевой части р. Черендей в русловых отложениях отмечены пироп и хромдиопсид. Крупно- и мелкообъемное опробование аллювия рек Черендей и Бирюк на алмазы положительных

результатов не дало. Шлиховое и мелкообъемное опробование современного аллювия рр. Намана, Марха, Намылджалах и Мархачан позволило выявить мелкие зерна ИМК: пиропов, пикроильменитов и хромшпинелидов. Причиной низкой эффективности поисков на этой территории является низкая информативность морских терригенных коллекторов и неблагоприятная палеогеографическая обстановка: на протяжении всей геологической истории платформенного развития северная часть Алданской антеклизы развивалась унаследовано, область осадконакопления находилась в северной части региона, а области денудации (поднятия) располагались на юге и (или) на востоке. Вследствие этого снос кимберлитового материала осуществлялся в среднем палеозое с востока на запад, а в верхнем палеозое и мезозое – с юга на север. При этом отсутствовала возможность выноса ИМК в южных румбах, что и является главной причиной отсутствия ореолов и россыпей алмазов в открытой части Алданской антеклизы, при наличии на территории прогнозируемых коренных источников алмазов, а в настоящее время они перекрыты более молодыми отложениями.

На восточном фланге этой зоны, в Центрально-Якутском алмазоносном районе, в 2007 году ЦПСЭ ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология» при заверке аэромагнитной аномалии на глубине 104 м вскрыта первая кимберлитовая трубка Манчары [3]. В 2011 г. на этой площади при заверке магнитных аномалий вскрыто еще два кимберлитовых тела среднепалеозойского возраста, образующих Хомпу-Майское кимберлитовое поле. Выявленные кимберлиты характеризуются убогой продуктивностью и имеют все необходимые индикаторы кимберлитов: содержат индикаторные минералы кимберлитов (ИМК) – пикроильмениты, хромшпинелиды и пиропы.

Открытые площади северной части Алданской антеклизы, занимающие ее большую часть, изучены удовлетворительно. Отсутствие на этой территории скоплений алмазов и контрастных ореолов МСА с большой долей вероятности позволяет утверждать, что типичные для Якутской алмазоносной провинции кимберлитовые месторождения алмазов здесь отсутствуют. Ранее на территории Алданского щита геологами выявлены неалмазоносные кимберлиты, конвергентные им породы и лампроиты, образующие Хатыстырское, Мурунское, Чомполинское и Ингилийское поля. Перспективы алмазоносности в этой части синеклизы могут быть связаны с лампроитами [2, 3]. Подавляющая часть территории (180 тыс. км²) представлена закрытыми площадями и лишь 90 тыс. км² – с мощностью перекрывающих толщ до 200 м – пригодной для

опоискования. Закрытая для поисков месторождений алмазов территория практически не изучена и ее потенциал не определен. Тем не менее, закрытые площади с мощностью перекрывающего комплекса не превышающей 200 м, все же представляют поисковый интерес и не должны выпадать из поля зрения.

Таким образом, перспективными на выявление новых коренных месторождений алмазов являются закрытые территории, южного борта Палеовилуйского авлакогена (левобережье р. Лена) – Чаро-Синская зона. Поскольку их поиски сопряжены с большими финансовыми затратами, очевидна необходимость выработки стратегии ревизионно-поисковых работ. На первом этапе необходима предварительная подготовка площади, включающая ее дистанционное зондирование и геолого-геофизическую интерпретацию материалов с локализацией перспективных участков до размеров кимберлитового поля (порядка 1000 км²). В первую очередь, необходимо обратить внимание на северное обрамление Алданской антеклизы, перекрытое юрскими толщами мощностью до 200 м.

Последовательность работ в ЧСЗ выглядит следующими образом:

1. Постановка дистанционного зондирования территории и выделение участков, перспективных для локализации кимберлитовых полей.
2. Районирование территории по структурно-тектоническим признакам.
3. Выполнение АМС-25 для уточнения структуры тектонических узлов, картирования секущих ЧСЗ нарушений с районированием территории.
4. Проведение шлихового опробования водотоков и базальных горизонтов с применением методики «ключевых точек» для наработки представительного количества ИМК и их изучения.
5. При наложении структурно-тектонических и других признаков - постановка АМС-10 (5) с выделением и заверкой трубочных аномалий.

Литература:

1. Горев Н.И. Тектоническая позиция кимберлитовых районов и полей юга Якутской кимберлитовой провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 249-251.
2. Проценко Е.В., Толстов А.В., Горев Н.И. Критерии поисков кимберлитов и новые перспективы коренной алмазности Якутии. // Руды и металлы. 2018. №4. С. 14-23.
3. Смелов А.П., Павлушин А.Д., Толстов А.В., Олейников О.Б. Алмазная «ласточка» Манчары // Наука из первых рук. 2012. № 3 (45). С. 20-25.

СЛЕДЫ РАДИАЦИОННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КРИСТАЛАХ АЛМАЗА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМЕНИ XXIII СЪЕЗДА КПСС

Угапьева С.С.¹, Молотков А.Е.¹, Логвинова А.М.²

1 - *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, sargylana-ugapeva@yandex.ru*

2 - *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

Методами оптической микроскопии и колебательной спектроскопии исследованы три кристалла природного алмаза с пятнами пигментации из кимберлитовой трубки имени XXIII съезда КПСС.

Все три кристалла представлены ламинарными октаэдрами. Пластинчато-ступенчатое строение двух из них довольно грубое, кромки пластин округлены незначительно. Наблюдается одновременное удлинение кристаллов по оси L2 и уплощение по оси L3, при этом два алмаза меньшего размера (№ 4210 – 0,15 карата, № 4211 – 0,14 карата) ближе к правильным пропорциям октаэдра, чем третий, наиболее крупный (№ 4242 – 0,94 карата) удлинение которого более значительно. Два алмаза (№ 4211 и № 4242) имеют центральные включения.

Алмазы обладают ярко выраженными пигментными образованиями насыщенного зеленого цвета, расположенными на поверхностях индивидов (рис. 1, д, е). Практически все пигментные образования имеют округлую форму, и вдаются в глубь кристалла в форме половинки сплюсненного эллипсоида (половинки чечевицеобразного зерна) (рис. 1, в, г). Основное их количество представлено отдельными пятнами, с различной цветовой насыщенностью. Области с более густой пигментной окраской образованы плотным пересечением и наложением одиночных пятен. Размер одиночных пятен варьируется в пределах 15 - 60 мкм. Подавляющее большинство имеет размер около 25 - 35 мкм. Оптическая плотность каждого пятна убывает к периферии, их границы при большом увеличении нечеткие и не различимы.

В ультрафиолетовых лучах (390 нм) кристаллы не люминесцируют, а пигментные пятна непрозрачны. При наблюдении в проходящем поляризованном свете вокруг пятен наблюдается картина искаженного двойного лучепреломления (рис. 1 а, б), что указывает на наличие механических напряжений вокруг пигментных образований. На краях ступеней роста пятна наблюдаются на обеих поверхностях, образующих

ступени. Это говорит о том, что источники излучения находились непосредственно на поверхности кристаллов.

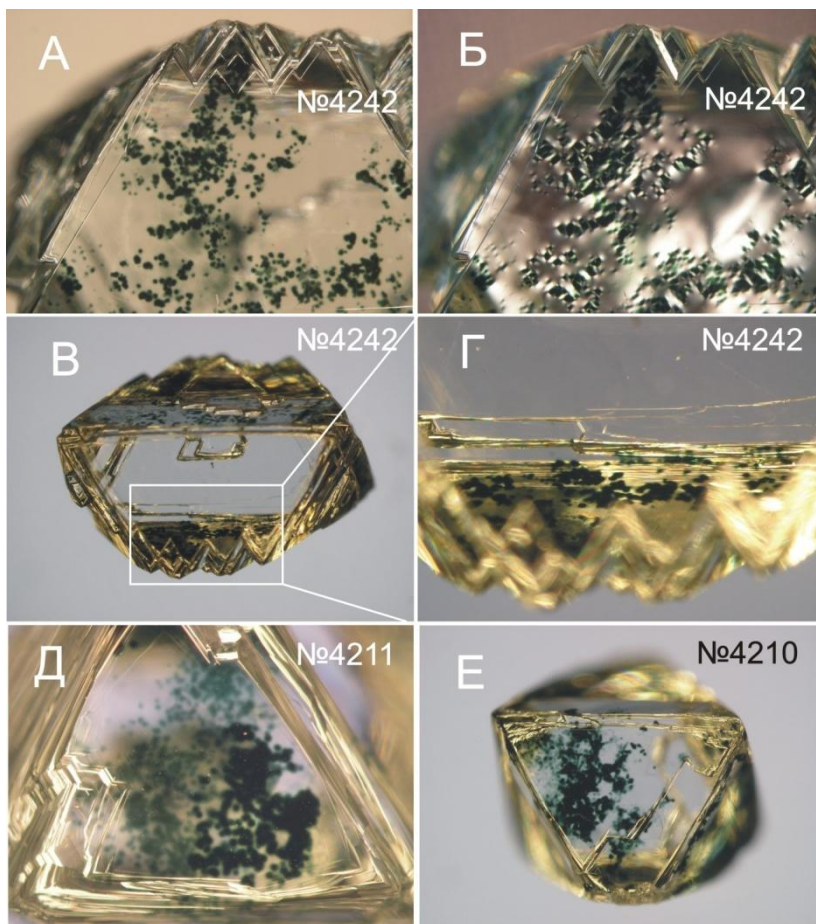


Рис. 1. Фото кристаллов алмаза с пятнами пигментации: № 4242 (а, б, в, г); № 4211 (д); № 4210 (е)

Результаты ИК спектроскопии, выполненной с помощью ИК Фурье спектрометра «ФТ-801» и микроскопа «МИКРАН-2», показали, что все три алмаза относятся к широко распространенному в кимберлитах типу IaAB. Суммарное содержание азотных А и В1 дефектов в объеме кристалла колеблется от 450 ppm до 750 ppm (с небольшим разбросом для каждого индивида). Соответствующая процентная доля дефекта В1

(агрегированность) колеблется в пределах 15–30%. Данные колебания дефектно-примесного состава в объеме исследованных кристаллов никак не коррелируют с положением пигментных образований. И в целом, инфракрасные спектры пропускания (в диапазоне $700\text{--}5000\text{ см}^{-1}$) сильно пигментированных областей не имеют сколько-нибудь заметных отличий от спектров соседних не пигментированных участков. Вероятно, это связано с крайне малой толщиной (оценочно 10–20 мкм) пигментных образований, что делает нечувствительным метод инфракрасной спектроскопии. Отметим, что в спектрах всех кристаллов присутствуют слабые (менее $0,5\text{ см}^{-1}$), чуть выше фона, широкие линии (50 см^{-1}) с максимумом около 1523 см^{-1} , что близко к значению 1530 см^{-1} , указанному для облученных алмазов в [4].

Спектр комбинационного рассеяния получен на приборе «ИНТЕГРА спектр», при длине волны возбуждающего излучения 633 нм. Основная линия алмаза 1332 см^{-1} , в местах пигментации сильно уширена. Ее полуширина составляет $10 - 12\text{ см}^{-1}$, тогда как в обычном алмазном материале полуширина основной линии не превышает первых обратных сантиметров. Такое уширение указывает на радиационную природу пятен пигментации в данных образцах [3].

В работе [2] указано, что в коре выветривания кимберлитовой трубки имени XXIII съезда КПСС, встречается большой процент содержания алмазов цвета морской воды. Подобный цвет природных кристаллов можно объяснить наличием тонкого, не более десятков микрон, равномерно окрашенного слоя поверхности, что подтверждается при их ювелирной обработке [1]. Образование такого слоя может быть следствием пребывания в радиоактивной среде с присутствием α излучения со стабильной энергией порядка 8,8 МэВ [3]. β излучение на эту роль не подходит в силу непрерывности своего энергетического спектра, что привело бы к неравномерной окраске в глубь кристалла. В тоже время, для получения равномерного окрашенного слоя по поверхности кристалла, источниками излучения должны быть микронные частички радиоактивных минералов плотно окружающих окрашиваемые алмазы. Можно предположить, что гипергенная обстановка коры выветривания привела к появлению мелкодисперсных частиц радиоактивных минералов, излучение которых окрасило часть изначально бесцветных кристаллов алмаза именно в коре выветривания. В случае же изученных нами кристаллов окрашивание не было полным из-за недостаточного количества частиц радиоактивных минералов контактирующих с поверхностью.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СОРАН (проект 0381-2019-0003).

Литература:

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмаза Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. 603 с.
2. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира; АК "Алмазы России - Саха", Якут. н.-и. геол.-развед. предприятие ЦНИГРИ. М. : Недра, 1998. 555 с.
3. Nasdala L., Grambole D., Wildner M., Gigler A.M., Hainschwang T., Zaitsev A.M., Harris J.W., Milledge J., Schulze D.J., Hofmeister W., Balmer W.A. Radio-colouration of diamond: a spectroscopic study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. N 5. P. 843–861.
4. Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. New York: Springer, 2001. 502 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЯКУТИТАХ

Ширяев А.А.^{1,2}, Павлушин А.Д.³

*1 – Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина РАН,
г. Москва, a_shiryayev@mail.ru*

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

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

Поликристаллические алмазы с примесью гексагональных политипов алмаза (лонсдейлит) – якутиты, вероятно являются продуктом выброса Попигайской астроблемы. Несмотря на значительный объем исследований, многие структурные особенности этих объектов и детали механизма образования остаются недостаточно понятными. В настоящей работе приведены данные сравнительного исследования образцов якутитов различной морфологии и алмазов ударного происхождения из нескольких уреилитов спектроскопическими, микроскопическими и структурными методами.

Изучение образцов методом цифровой микроскопии выявило несколько типов поверхностного рельефа: доминирующей формой является сильно корродированная поверхность, вероятно отражающая влияние термоокислительных процессов. В тоже время отмечается наличие областей с размерами до первых десятков микрон с гладкими,

хорошо отражающими поверхностями, при этом переход между корродированными и «гладкими» видами рельефа резкий (рис. 1). Четкой корреляции между общей морфологией изученных образцов и относительной долей «гладких» участков не наблюдается. Использование различных режимов фильтрации изображения «гладких» участков выявляет присутствие многочисленных неоднородностей, свидетельствующих о мозаичном строении этих микрообъемов с размерами блоков до первых микрон. Вопрос о максимальных размерах алмазных кристаллитов при динамическом синтезе представляет интерес как для ряда разделов физики алмаза, так и для метеоритики. В частности, в работе [3] было показано, что в некоторых образцах якутитов присутствуют крупные алмазные кристаллиты, дающие отдельные пятна на лауэграммах. В настоящее время нами проводятся дополнительные исследования с целью определения максимальных размеров индивидуальных алмазных блоков в изучаемых образцах.



Рис. 1. Оптическое изображение контрастных видов поверхностного рельефа

В инфракрасных спектрах изученных якутитов полосы поглощения алмазной решеткой (двухфонная область) уширены по сравнению с монокристаллическими алмазами, что может указывать на значительную долю нанокристаллического материала. В однофонной области спектра отсутствуют проявления обычных для макроалмазов азотных дефектов,

однако отмечается полоса «треугольной» формы с максимумом около 1220 см^{-1} , впервые описанная в [2] и отнесенная к поглощению гексагональными поли типами алмаза и/или дефектами на контакте кубического и гексагональных поли типов. Отмечается также присутствие ОН-групп и возможно, сжатого CO_2 (см. также [6]), что отражает наличие флюидных и минеральных микровключений. В целом, полученные спектры сходны с описанными ранее спектрами объемных нанокристаллических алмазов [5].

Спектры фотолюминесценции ($\lambda_{\text{exc}}=488\text{ нм}$) регистрировались при комнатной температуре. Основными спектральными особенностями являются широкие полосы с максимумами около 700 нм (рис. 2); модель соответствующих дефектов остается дискуссионной [6, 1]. В изученных спектрах не выявлены полосы свечения комплексов азот-вакансия ($\text{NV}^{0/-}$). Интересно отметить, что в нанокристаллических алмазах [5] и алмазах из уреилитов [4] именно эти полосы являются доминирующими. Хотя ударное происхождение как якутитов, так и уреилитовых алмазов не вызывает принципиальных сомнений, столь существенные отличия спектральных характеристик требует дополнительных исследований.

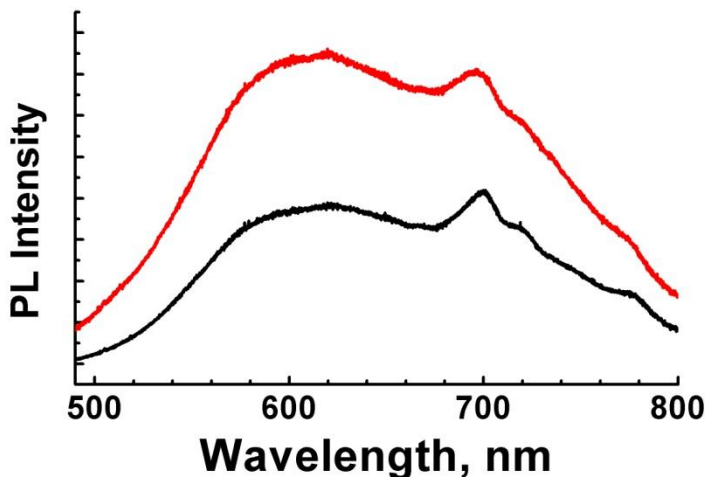


Рис. 2. Типичные ФЛ спектры якутитов

Исследование якутитов методом фазоконтрастной и абсорбционной томографии выявило принципиальные различия во внутренней структуре этого типа алмазов от карбонадо и скрытозернистых агрегатов из кимберлитовых трубок. Показано, что на масштабах в единицы микрон

якутиты представляют собой достаточно однородную матрицу, крупных включений не обнаружено. При этом в карбонадо и в агрегатах наблюдается пористость и значительное количество микровключений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ №18-45-140011 p_a.

Литература:

1. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 224 с.
2. Ключев Ю.А. и др. Особенности структуры природных поликристаллических алмазов // ДАН СССР. 1978. Т. 240 (5). С. 1104–1107.
3. Харлашина Н.Н., Налетов А.М. Особенности текстуры природных лонсдейлитсодержащих алмазов // Геохимия. 1990. № 8. С. 1179–1184.
4. Lorenz C.A. et al., Metamorphism of four desert ureilites and luminescence spectroscopy of defects in ureilitic diamonds // Meteoritics & Planet. Sci. 2019, DOI: 10.1111/maps.13274.
5. Shiryayev et al., Spectroscopic study of defects and inclusions in bulk poly- and nanocrystalline diamond aggregates // J. Phys.: Cond. Matter. 2006. V. 18. L493–L501.
6. Yelisseev A.P. et al., Yakutites: Are they impact diamonds from the Popigai crater? // Lithos. 2016 DOI: 10.1016/j.lithos.2016.07.031

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ КИМБЕРЛИТОВМЕЩАЮЩЕГО ЦОКОЛЯ ЫГЫАТТИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

Шишмарев Р.А.

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА»
(ПАО), г. Мирный, ShishmarevRA@alrosa.ru*

Исследования аудиоманнитотеллурическими зондированиями (АМТЗ) реализованы на Сьюльдюкарском участке с целью уточнения существующих прогнозных критериев локализации кимберлитового магматизма на гипсометрических уровнях осадочного чехла и верхов фундамента.

В 2016–2017 гг. проведены площадные работы методом АМТЗ по субширотным профилям, совмещенным с профилями, ранее пройденными высокочастотной сейсморазведкой. В результате проведения полевых работ АМТ-зондированиями охвачена площадь 137 км².

АМТЗ выполнялись с использованием аппаратуры MTU фирмы «Phoenix Geophysics» (Канада) пятиканальной измерительной станцией

MTU-5A, позволяющей регистрировать электрические (E_x , E_y) и магнитные (H_x , H_y , H_z) компоненты МТ-поля. Вариации электрического поля измерялись с помощью двух ортогональных электрических диполей длиной 40 м со слабополяризующимися электродами, а вариации магнитного поля – с помощью индукционных датчиков АМТС-30. Во время проведения работ регистрировались вариации поля в частотном диапазоне 10000–1 Гц ($T=0,0001$ –1 с) при помощи пятиэлектродных крестообразных электрических измерительных установок. Время регистрации МТ-поля в среднем составило не менее 30 мин.

Линии электрических диполей выкладывались по буссоли, магнитные датчики выставлялись по уровню и буссоли. Для защиты магнитных датчиков от чрезмерного переувлажнения, защиты от ветровых помех и резкой смены температуры, а также для минимизации ошибки позиционирования по осям X , Y и Z использовалась прецизионная тренога TRI-3/30A, специально разработанная для датчиков АМТС-30. Применение треноги позволило повысить точность позиционирования магнитных датчиков до 1° .

Для анализа и, оценки искажений кривых и выбора интерпретационной модели выполнялось построение пространственно-частотных разрезов нормализованных компонент кажущегося сопротивления и фазы импеданса. В целом, близость компонент XY и YX в высокочастотной области свидетельствует об отсутствии значимых латеральных неоднородностей электропроводности в верхней части исследуемого разреза на Сюльдюкарском участке.

Последующий анализ полученных материалов позволил определить стратегию дальнейшей инверсии. Были рассчитаны МТ-параметры ($skews$, N и η) с целью количественной оценки степени неоднородности среды. Параметр $Skew$ характеризует степень асимметрии среды и в двухмерной среде он меньше 0.2. Параметр N , характеризует степень горизонтальной неоднородности среды. В частности, если среда горизонтально однородна $N < 0.2$, а отклонение параметра, является мерой неоднородности. Фазочувствительный параметр асимметрии η позволяет распознать среду, в которой на региональную двухмерную структуру наложены локальные трехмерные неоднородности. Во всем частотном диапазоне параметры $Skew$ и η не превышают значения 0.1, что свидетельствует об отсутствии трехмерных неоднородностей на площади исследования. На более низких частотах, соответствующих нижней части осадочного комплекса, параметр N увеличивается до 0.4-0.6, что говорит о появлении двумерных структур в разрезе. Анализ расчетных параметров «мерности» позволяет

рассматривать разрез на уровнях осадочного чехла как двухмерный, поэтому на последующих этапах интерпретации корректно последовательное использование 1D-, 2D-инверсии. Был реализован поэтапный подход к бимодальной инверсии МТ-данных. По результатам работы программы построены глубинные геоэлектрические разрезы отражающие слоисто-блоковое строение осадочного чехла.

Результаты инверсии данных АМТЗ представлены в виде геоэлектрических разрезов, построенных до абс. отм. -2 км (Рис.). В данном интервале может быть выделено 2 основных региональных геоэлектрических комплекса, представленных повсеместно в пределах участка работ особенно контрастно. Каждый из комплексов, в свою очередь может быть разделен на подкомплексы. В целом отмечается поступательный рост сопротивлений к основанию чехла. Верхний, как правило низкоомный слой (до 250–300 Ом*м) имеет мощность порядка 350–400 м. Его подошва четко картируется по изооме 1000 Ом*м и со стратиграфической точки зрения соответствует подошве отложений метегерской свиты среднего кембрия – ичерской свите нижнего-среднего кембрия. В ряде случаев в верхней части слоя картируются локальные и протяженные обособленные высокоомные области. Геоэлектрические особенности верхнего слоя, по видимому, обусловлены многолетнемерзлыми породами, слагающими данный комплекс и распространенными от поверхности до метегеро-ичерского водоносного горизонта, в интервале которого наблюдается повышение электропроводности.

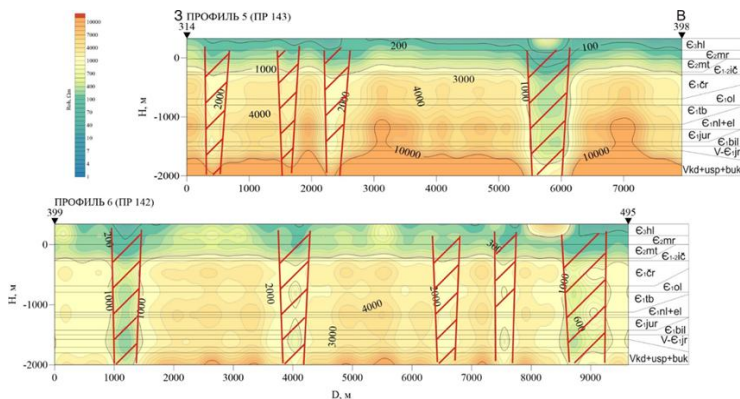


Рис. Пример стратиграфической привязки разрезов АМТЗ к трубке Слюдякарская

Ниже по разрезу вплоть до основания осадочного чехла распространен второй региональный комплекс мощностью до 1.7 км существенного повышения сопротивлений (как правило более 1000 Ом*м). Данный комплекс, соответствующий образованиям венда – раннего кембрия выражен в различной степени ярко и может быть разбит на четыре-пять чередующихся подслоя повышенных и пониженных сопротивлений. Слои пониженной электропроводности с сопротивлениями 3000–4000 Ом*м соответствуют отложениям чарской свиты нижнего кембрия и интервалу, сложенному породами низов толбачанской свиты, образованиями эльгянской, нелбинской и юрегинской свит нижнего кембрия. Понижение сопротивлений до 2000-3000 Ом*м характерно для пород олекминской свиты нижнего кембрия. В основании разреза выделяется интервал пониженных сопротивлений, сложенный образованиями билирской и юряхской свит на границе кембрия – венда. Вендский комплекс пород представлен отложениями кудулахской, успунской и бюкской свит отличается повышенными значениями сопротивлений.

Латеральные контрасты электропроводности наблюдаются в пределах последнего из рассмотренных региональных геоэлектрических комплексов. На его фоне практически повсеместно развиты хорошо проводящие зоны, которые могут быть связаны с зонами повышенной трещиноватости обусловленной дизъюнктивной тектоникой. Зоны разломов трассируются от профиля к профилю в виде проводящих зон различной мощности.

Выводы. Проведенные аудиоманнителлурические работы с аппаратурой MTU-5A показали возможность применения этого вида исследований для изучения строения осадочного чехла платформы практически на всю его мощность. По полученным геоэлектрическим параметрам распределения кажущихся сопротивлений на уровне платформенного чехла появляется возможность оценки горизонтального строения осадочной толщи и при реализованных методических параметрах выделение и трассирование дизъюнктивной тектоники, определяющей ее блочное строение. На геоэлектрических разрезах выделяются и прослеживаются от профиля к профилю 5-6 геоэлектрических комплексов, в том числе подмерзлотный водоносный горизонт, приуроченный к отложениям нижнего, среднего кембрия. Подтверждается возможность картирования разрывных нарушений в интервале осадочного чехла. Реализация регулярной сети АМТЗ позволила повысить детальности

изучения горизонтально-блокового строения осадочного чехла потенциально алмазоносных территорий.

Из материалов следует, что метод АМТЗ соответствует решению структурно-картировочных задач. Показана возможность картирования проводящих и высокоомных геоэлектрических горизонтов в осадочном чехле, выделение обособленных блоков по изменению геоэлектрических характеристик данных горизонтов по латерали, трассирования субвертикальных проводящих и высокоомных узколокальных зон, отождествляемых с разрывными нарушениями.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ- МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕ-МУНСКОЕ ПОЛЕ)

Яковлев И.В.^{1,2}, Мальковец В.Г.^{1,2,3,4}, Гибшер А.А.^{1,4}, Дымшиц А.М.¹

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

Новосибирск, igor.yakovlev@igm.nsc.ru

2 - Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

3 - Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia

4 - Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa, Japan

Вопросы оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений являются ключевыми в алмазодобывающей промышленности. Известно, что количество алмазов на тонну кимберлитового сырья, а также их качество, во многом зависит от степени метасоматического преобразования перидотитов карбонат содержащими расплавами в литосферной мантии. Породы, захваченные кимберлитами, выносятся вглубин, достигающих границы литосфера/астеносфера, т.е. около 230 км, и являются единственным фактическим материалом для изучения глубинного строения, состава и эволюции литосферной мантии, а также позволяют определить степень метасоматической переработки алмазоносного кила и мощность “алмазоносного окна”.

В данной работе мы представляем результаты минералогических исследований ксенолитов перидотитов из кимберлитов Верхне-Мунского поля Якутской алмазоносной провинции. В качестве объекта исследований выбрана среднепалеозойская (D_3-C_1) высоко алмазоносная кимберлитовая трубка Комсомольская-Магнитная (КМ), расположенная в непосредственной близости от тр. Новинка и в 5 км к западу от тр. Заполярная.

Содержание главных и примесных элементов в оливинах, гранатах и клинопироксенах из перидотитовых ксенолитов и концентрата, определялось на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (с 5 волновыми спектрометрами) методом ВДС в центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Химический анализ составов гранатов из ксенолитов так же был выполнен методом LAM-ICPMS Agilent 7700cs с системой лазерной абляции Photon Machines Excite Excimer laser ablation system ($\lambda=193$ nm).

Исследована коллекция из 180 перидотитовых ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная из которых 104 относятся к дунит-гарцбургитовому парагенезису, 74 к лерцолитовому и 4 вебстерита. Всего было исследовано 880 зерен оливина из 171 перидотитового ксенолита, а также 158 зерен граната из 34 ксенолитов. Кроме того, проанализировано 385 зерен клинопироксена из концентрата трубки КМ, для определения P-T условий их образования термобарометром [2] и реконструкции палеогеотермы под трубкой.

Исследование химического состава оливинов показало, что магнезиальность варьирует от 82.2 до 94.04% (Рис. 1А), при этом магнезиальность большинства (64%) исследуемых зерен превышает 92% и 30% зерен имеют магнезиальность $>93\%$. Таким образом, по магнезиальности оливина можно выделить две группы ксенолитов перидотитов: группа 1 с “типичными” мантийными значениями Mg# 88.39-90.70 и группа 2 с высокодеплетированными составами Mg# 91.7-94.12. Ксенолиты группы 2 представлены преимущественно дунитами и гарцбургитами, тогда как ксенолиты группы 1 представлены гранатовыми лерцолитами.

Химический состав гранатов был исследован в 35 ксенолитах и показан на рисунке 1Б. Гранаты относятся к гарцбургит-дунитовому ($n=23$) и лерцолитовому парагенезисам ($n=12$). Необходимо отметить достаточно высокий процент пиропов относящихся к алмазоносному гарцбургит-дунитовому парагенезису.

Для модельной реконструкции палеогеотермы под трубкой КМ мы использовали данные по Р-Т оценкам на основе концентрата клинопироксена.

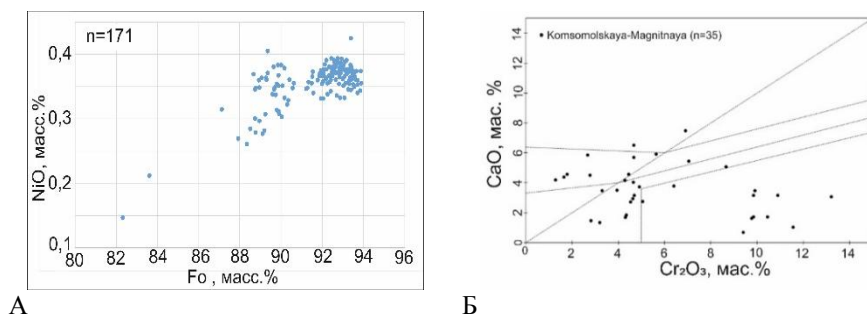


Рис.1. А – Диаграмма Fo-NiO с вынесенными составами оливинов из ксенолитов кимберлитов. Б – Диаграмма CaO-Cr₂O₃ с вынесенными составами пиропов из ксенолитов кимберлитов [1]

На рис. 2 представлены результаты аппроксимации полученных *P-T* данных в программе FiTPlot. Наблюдается очень хорошая сходимость для основной массы точки полученной палеогеотермы. Значение теплового потока составило 34.5 мВ/м², а толщина литосферной мантии – 220 км, что прекрасно согласуется с трубкой Новинка Верхне-Мунского кимберлитового поля (34.1 мВ/м² и 225 км, [3]).

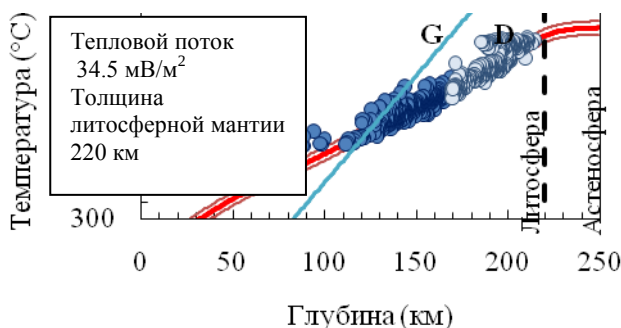


Рис. 2. Модельная палеогеотерма, рассчитанная с использованием программы FiTPlot

Результаты проведенных минералогических исследований свидетельствуют о наличии блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхне-Мунским кимберлитовым полем.

Наличие достаточно высокой пропорции гранатов алмазоносного гарцбургит-дунитового парагенезиса наряду с высокой алмазоносностью кимберлитов трубки КМ свидетельствует о низкой степени метасоматической переработки литосферного алмазоносного кила. На основе данных о толщине литосферной мантии и термического градиента под трубкой КМ, можно сделать вывод, что «алмазное окно» в этой области во время кимберлитового магматизма распространялось с глубин 125 до 200 км. Такой широкий интервал указывает на очень высокую потенциальную алмазоносность трубки КМ.

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0006), при поддержке грантов РФФИ №16-05-01052, РНФ 18-77-00070 и РНФ 18-17-00249.

Литература:

1. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Похиленко Н.П. Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах // ЗВМО. – 1973. – Т. 102. – С. 150–155.
2. Nimis P., Taylor W. 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 139. P. 541–554.
3. Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. 2016. Error sources in singleclinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. Am. Mineral. Vol. 101. № 10. P. 2222–2232

ГЕОЛОГИЯ

НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НОХТУЙСКОГО РАЗРЕЗА

Акимова Е.Д., Рожин С.С.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск, ewdo.akimova@mail.ru, roshin-stepan@rambler.ru*

Нохтуйский опорный стратиграфический разрез представляет собой непрерывный комплекс стратиграфических подразделений верхнего рифея (ченчинская свита), венда (джербинская, тербэсская свиты), нижнего кембрия (нохтуйская, мачинская, лимпейская, олекминская, чарская свиты) [1].

Для оценки коллекторских свойств осадочных пород важное значение имеет изучение литолого-петрографических особенностей горных пород:

- изучение литологических особенностей пород в разрезе;
- изучение петрографического состава пород;
- изучение микротекстурно-структурных особенностей пород;
- изучение аутигенных минералов, их влияния на коллекторские свойства;
- изучение микротрещиноватости, пористости и проницаемости.

Рассмотрим коллекторские свойства осадочных пород на основе изучения микропетрографических особенностей пород по свитам. Большинство карбонатных пород имеют массивное, пятнистое и слоистое сложение. Структура пород пелитоморфная ($<0,01\text{--}0,005$ мм) и тонкозернистая ($0,01\text{--}0,05$ мм). В битуминозных кристаллическизернистых известняках размеры зерен достигают 5–10 мм. Минеральный состав: кальцит и доломит.

Ченчинская свита верхнего рифея микроскопически представлена массивными неяснослоистыми пелитоморфными ($\leq 0,001$ мм) известняками. Маркирующими горизонтами ченчинской свиты являются развитые по всему разрезу массивные строматолитовые и реже, микрофитолитовые известняки. Для пород свиты, характерны макро- и микростилолитовые швы, возникающие при растворении карбонатного вещества, в виде зигзагообразных микротрещин, замещенных черным

глинистым веществом. Редкие вторичные поры размером до 0,1–0,3 мм - изометричные, реже соединяющиеся тонким канальцем, поры, ориентированные вдоль слоистости породы.

Джербинская свита представлена разномасштабными кварцевыми, глауконит-кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и переслаиванием буровато-темно-серых, или почти черных битуминозных мелкозернистых песчаников, темно-серых слюдястых или известковых алевролитов и листоватых черных аргиллитов с маломощными прослойками грубозернистых битуминозных известняков.

Тербэсская свита. Микрослоистость в известняках обусловлена ритмичным чередованием микрослоев пелитоморфного и тонкозернистого известняка. Мощность микрослоев колеблется от 0.02 мм до 0.05 мм, реже до 0.5–1 мм. Чаще поры извилисто-изометричные, изолированные, размером до 0.2–0.4 мм, нередко поры сообщающиеся. Участками наблюдаются нитевидные (0.01 мм) прерывистые поры, расположенные вдоль и поперек слоистости. Пористость в породе колеблется от 1–5 до 30%. В крупных протяженных извилистых порах (1–3 мм) на стенках пор наблюдаются примазки черного глинистого вещества.

На контакте с черными блестящими «антрацитовидными» грубозернистыми битуминозными известняками наблюдается мраморизация пелитоморфных известняков. Размер ксеноморфных зерен полисинтетически сдвойникового кальцита достигает до 0,1–0,3 мм, реже до 0,5–1 см в массивных породах. В слоистых разностях размер удлиненных гетеробластовых зерен достигает 1–3 мм. Пористость неравномерная, составляет от 2–5% до 20–25%, размер извилистых, изометричных пор колеблется от 0,3–0,5 мм до 1–1,5 мм.

Тинновская свита сложена массивными пелитоморфными известняками. В диагенезе известняки уплотнены, трещиноваты. В зонах сочленения микротрещин развиты единичные изолированные удлиненные вторичные поры размером 0,02–0,7 мм. Микротрещинки залечены черным глинистым веществом и гидроокислами железа. Участками известняки частично перекристаллизованы в эпигенезе, размер зерен достигает от 0,01–0,05 мм до 0,1–0,14 мм. Редко наблюдаются микростилолитовые швы. В эпигенезе часть пелитоморфных известняков перекристаллизована в тонкозернистый агрегат доломита с характерной ромбоэдрической формой зерен размером 0,08–0,1 мм. В доломитах сохраняется тонкозернистая часть кальцита. Размерность аллотигенных зерен кварца в алевропесчаниках: 0,05–0,1 мм (25–30%), 0,1–0,25 мм (65–70%). Размер в песчаниках – 0,1–0,3, реже 0,5–0,7 мм. Цемент поровый составляет 10–

15%, состав: глинистый, тонкозернистый карбонатный. Трещиноватость и пористость отсутствуют. Сортировка обломочных зерен средняя, окатанность хорошая.

Нохтуйская свита. Известняки массивные, пелитоморфные, реже оолитовые. Поры вторичные, образованные за счет выщелачивания обломочных зерен кварца, редки.

Мачинская свита. Известняки мачинской свиты отличаются сгустковой текстурой. Кальциты перекристаллизованы от пелитоморфных разностей до тонкозернистых агрегатов (0,01–0,03 мм). Сгустки размером до 0,1 мм составляют 25–30% породы. Поры вторичные размером 0,3–0,5 мм единичны. Битуминозные известняки обычно грубозернистые, иногда с включениями буровато-черного антраконита. В них иногда прослеживаются послойные строматолитовые постройки.

Эпигенетические изменения известняков выразились в перекристаллизации кальцита с изменением текстуры породы от массивной до сгустковой и появлению пелитоморфно-тонко-мелкозернистых разностей. Участками наблюдается доломитизация известняков. В катагенезе известняки и доломиты под воздействием грунтовых вод подверглись процессам выщелачивания и замещения кремнеземом. Такие гнезда-каверны наблюдаются в строматолитовых известняках мачинской, лимпейской свит. Процессы метасоматоза, выраженные образованием вторичного кварца в гипокавернах и в трещинах известняков, чаще ухудшают коллекторские свойства пород.

Широкое распространение строматолитовых известняков по всему Нохтуйскому разрезу свидетельствует о существовании большой биомассы цианобионтов в рифее, венде и раннем кембрии. Органическое вещество в дальнейшей геологической истории этих толщ вследствие погружения на большие глубины под большим давлением, в результате протекших физико-химических процессов способствовало образованию микронепти. Образование зон брекчирования по напластованию пород способствовало развитию микротрещин, затем и пористости пород. Впоследствии микронепть мигрировала в трещиноватые полости известняков.

Биохимический процесс образования нефти сопровождался выделением тепла, которое вызвало мраморизацию пелитоморфных известняков. В гипергенных условиях при поднятии этих толщ на верхние уровни земной коры часть нефти окислилась и превратилась в битум, а часть ее из-за процессов выщелачивания вытекла и уничтожена.

Таким образом, известняки полигона относятся к строматолитовой фации, сложному типу коллекторов углеводорода, содержащему капиллярные микротрещины мощностью до 1–3 мм, пор (0,3–0,7, реже до 1–3 мм), каверн (от 1 до 5 см). Пористо-каверзностные, мраморизованные известняки свиты тэрбэсской свиты по классификации коллекторов нефти и газа [2] относятся к первому классу (открытая пористость до 20–40%, до 100–1000 мД), пелитоморфно-тонкозернистые, перекристаллизованные известняки тинновской, мачинской, лимпейской свит, содержащие битумы, относятся к четвертому классу (открытая пористость до 10%, проницаемость 1–10 мД). Песчаники и алевропесчаники, алевролиты отличаются более низкими коллекторскими свойствами (класс 5–6), в связи с низкими свойствами растворения обломочных зерен. Наличие строматолитовых и битуминозных пород во всех свитах позволяет говорить о потенциальной нефтегазоносности рифейско-кембрийских карбонатных пород.

Литература:

1. Багринцева К.И.. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ. 1999. 285 с.
2. Стручков К.К., Рожин С.С., Рукович В.Н. Учебная общегеологическая практика на Нохтуйском полигоне: учебное пособие. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2018. 124 с.

ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИНГИЛИЙСКОГО НЕФТЕГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ

Александров А.Р., Сивцев А.И.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

sutuka1956@mail.ru, maraday@yandex.ru

В ходе проведения поисковых работ на выявление циркониевого оруденения на участке Алгама (Хабаровский край, среднее течение реки Ингили) при вскрытии разреза скважинами 1, 2, 3 были зафиксированы газопроявления, а в скважине 3 в интервале глубин 42–43 м и нефтепроявление в терригенно-карбонатных отложениях венда.

Также отмечается, что ранее, при выполнении литогеохимического опробования в этой части территории отмечался резкий неприятный запах, возможно, обусловленный накоплением в рыхлых минеральных грунтах и почвенно-растительном слое продуктов разложения сернистых дериватов

нефти. Здесь же, в мочажинах исполнителями работ наблюдались радужные плёнки неясного происхождения. В устьях скважин при вскрытии разреза наблюдалось интенсивное газовыделение с резким неприятным запахом.

На поверхности керна с интервала 42–43 м скважины 3 зафиксирована масляная плёнка с запахом нефтепродуктов. По всему вскрытому разрезу породы трещиноваты. Нередко трещины залечены кварцем и кальцитом. КERN, поднятый с забоя, дезинтегрирован на небольшие фрагменты по плоскости наслоения. Интервал, покрытый жидкой битумной плёнкой, в своей верхней части (42,0–42,3 м) интенсивно развальцован по напластованию и, в первую очередь, претендует на роль коллектора, из которого флюид мог проникнуть в зону забоя. Представляется, что большая часть покрытой битумом колонки керна, залегающей ниже, была замаслена в процессе бурения [1].

В тектоническом плане Ингилийское нефтегазопоявление находится в южной части Алдано-Майского прогиба (АМП).

АМП расположен на территории Республики Саха (Якутия) и Хабаровского края. На севере АМП граничит с Предверхоанским прогибом, на западе и юго-западе он наложен на восточный склон Алданской антеклизы, на востоке ограничен Нелькано-Кыллахской надвиговой зоной Южно-Верхоанского складчатого пояса. По геолого-геофизическим данным АМП в современном структурном плане представляет моноклираль, резко погружающуюся в зоне Нелькано-Кыллахских надвигов.

Осадочный чехол АМП сложен терригенно-карбонатными образованиями рифей-венд-кембрийского возраста с мощностью до 7–8 км. Нижнерифейские отложения представлены красноцветными косослоистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, которые перекрываются доломитами. Среднерифейские отложения в пределах АМП залегают с угловым несогласием на отложениях нижнего рифея. Средне- и верхнерифейские отложения сложены мелководными морскими, лагунно-морскими породами: доломитами, известняками, мергелями, песчаниками, алевролитами и сланцами [2]. На разных уровнях кембрийских и вендских отложений залегают незначительные по мощности терригенные породы укугутской свиты юрского возраста (песчаники, алевролиты и аргиллиты).

С позиций нафтидонасыщенности разреза АМП не имеет аналогов среди других зон сочленений платформенной структуры со складчатым поясом по всему периметру Сибирской платформы (Байкало-Патомский

складчатый пояс, Таймырская зона, Западно-Верхоянский складчатый пояс). Здесь широко развиты различные нафтидопроявления – от сингенетичной битуминозности до капельножидкой нефти, вязких и твердых природных битумов.

Это обусловлено большим количеством факторов, главным из которых, на наш взгляд, является высокая биопродуктивность рифейских бассейнов морской седиментации, в которых происходило накопление в терригенно-карбонатных отложениях органического вещества (ОВ) сапропелевого типа.

История геологического развития АМП изучена относительно слабо. Вместе с тем пологое моноклинальное залегание отложений от среднего рифея до верхнего кембрия включительно, позволяет сделать предположение о том, что в позднем докембрии – раннем палеозое эта территория представляла собой пассивную континентальную окраину практически лишенной высокоамплитудных пликативных или приразломных структур, которые можно было бы рассматривать в качестве потенциальных ловушек.

В этой связи, установленное место нефтегазопроявления является исключением. Оно приурочено к крупному Ингилийскому выступу кристаллического фундамента, который начал обособляться, по-видимому, с раннего рифея (рис. 1). Здесь на склонах Ингилийского выступа кристаллического фундамента устанавливается зона выклинивания венд-рифейских отложений.

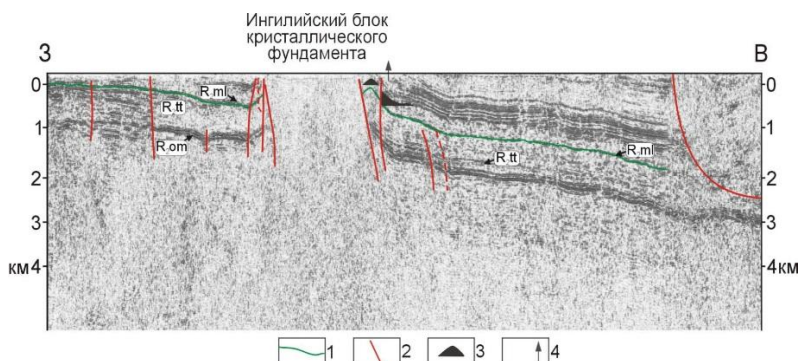


Рис. 1. Субширотный сейсмогеологический профиль 120709 через центральную часть Ингилийского блока кристаллического фундамента. По данным ОАО «Якутскгеофизика». Условные обозначения: 1 – подошва малгинской свиты среднего рифея, 2 – тектонические нарушения, 3 – предполагаемые залежи нефти, 4 – место бурения колонковой скважины

На современном уровне изученности строения и истории геологического развития данной территории трудно однозначно говорить о механизме обособления этого тектонического элемента. Скорее всего, это или результат более медленного погружения этого выступа кристаллического фундамента на фоне общего погружения структуры пассивной континентальной окраины или конседиментационного воздымания этого блока. Но в том или ином случае поверхность этого выступа не была ареной сколько-нибудь масштабной седиментации. В течение всего последующего временного периода на восточном склоне этого выступа выклинивались слои рифейских отложений, образуя своеобразную структуру прилегания, которая могла играть роль ловушки для мигрировавших с востока УВ. К концу позднерифейского времени Ингилийский выступ кристаллического фундамента представлял собой крупный высокоамплитудный блок (более 1000 м) площадью более 2 тыс. кв. км (рис. 1). По нашим представлениям, большая часть территории АМП представляла собой в позднем докембрии – раннем палеозое «зону транзита» углеводородов, генерированных в пределах этой пассивной континентальной окраины. Поэтому значительные объемы мигрантспособных УВ из зон генерации были «размазаны» как в пластах-коллекторах, так и в кавернозно-порово-трещинных карбонатных породах. Исходя из анализа геологического развития АМП, являвшегося в позднем докембрии – раннем палеозое частью обширной восточной пассивной континентальной окраины, характера строения и состава рифей-вендского разреза, широкого развития на территории нефтидопроявлений разного характера и масштаба, можно однозначно утверждать о широком развитии процессов латеральной и вертикальной миграции УВ на рассматриваемой территории. Углеводороды, генерированные в рифейских отложениях, могли мигрировать в западном направлении по региональному воздыманию пластов, которое сохранялось в течение длительного отрезка времени.

Субгоризонтальное расположение трещиноватости по напластованию пород зафиксированное в керновом материале скважин, при наличии в них жидкого маслоподобного битума, допускает возможность обширной латеральной миграции флюидных масс в зонах регионального уклona. Сохранность жидкого битума в приповерхностной зоне терригенно-карбонатного комплекса свидетельствует о хороших условиях консервации этих проницаемых приповерхностных зон и больших перспективах нефтегазоносности более глубоких горизонтов.

Литература:

1. Вязунов Л.С., Зайцев С.У., Кузнецов В.Е., и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на Алгагинском рудопроявлении циркония (Хабаровский край)» за 2014-2016 гг. Лицензия ХАБ 02648 ТП Государственный контракт № 5/2014 от 15 февраля 2014 г. 257 с.

2. Нафиков И.Ф. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т. 8. № 3. 2013. С. 4.

ТИПЫ ЦЕОЛИТОВОГО СЫРЬЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОНГУРУУ (ЯКУТИЯ) И ИХ КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

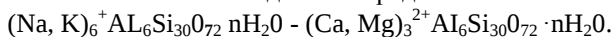
Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

sutuka1956@mail.ru, lora-07.65@mail.ru

На стадии разведки месторождений цеолитового сырья, в первую очередь, должны определяться области их практического применения, что очень важно при подготовке месторождения к промышленному освоению. Для этого на каждом из месторождений необходимо выделить типы цеолитового сырья.

В практике минералогического изучения цеолитов вулканогенно-осадочного происхождения информацию о химическом составе цеолитов в основном получают на основе валового химического анализа породы в целом. Это связано с тем, что порода, состоящая из скрытокристаллических агрегатов цеолитов с примесью других минералов, практически не поддается отбору мономинеральной фракции собственно цеолитовой составляющей [3]. В связи с этим принята методика расчета валового состава породы в целом на кристаллохимическую формулу минералов клиноптилолит-гейландитового ряда на 72 атома кислорода.



В литературе обсуждается много вариантов графического изображения состава цеолитов клиноптилолит-гейландитового ряда, которые позволяют выяснить зависимость изменения их состава от тех или иных факторов. Каждый из этих вариантов имеет свои преимущества и недостатки. На предварительном этапе исследования была использована диаграмма Г.П. Валуевой и Х. Минато. Это дало возможность подразделить цеолиты

месторождения на клиноптилолиты, гейландиты и на промежуточную разность [3]. В последующем остановили выбор на диаграммах нового типа, отображающих полный кристаллохимический состав каркасных силикатов в координатах,

$$\Sigma \text{Me}^{2+} / \text{Al} + \text{Fe}^{3+} - \Sigma \text{Me}^{+} / \text{Al} + \text{Fe}^{3+} - \text{Si} / \text{Al} + \text{Fe}^{3+},$$

где

$$\Sigma \text{Me}^{2+} = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}; \Sigma \text{Me}^{+} = \text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$$

При выделении типов сырья проанализирован весь фактический материал по стадии разведки месторождения Хонгуруу с привлечением результатов многолетних тематических исследований. Использованы результаты химических анализов, спектральных количественных и полуколичественных анализов. Каждый из них сопровождался определением содержания цеолитов методами ПЦЛ и РКФА [1, 3].

Цеолитовые породы четырех пластов месторождения Хонгуруу залегают согласно с вмещающими их осадочными породами верхнего девона и нижнего карбона. Основная масса породы состоит из витрокластических и кристалловитрокластических туфов, замещенных почти полностью скрытокристаллическими изотропными агрегатами клиноптилолита-гейландита. Кристаллокластический материал (2–25%) представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых пород и пластинками биотита и др. Мощность пластов изменяется от 6,5 до 13 м. Содержание цеолитов в породе - 70–98% [1, 3].

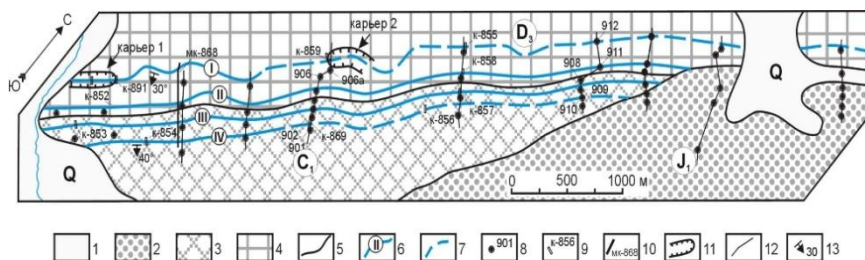


Рис.1. Геологический план месторождения Хонгуруу

1 - современные отложения; 2 - нижняя юра; 3 - нижний карбон; 4- верхний девон; 5 - геологические границы; 6 - пласты клиноптилолит-гейландитового состава и их нумерация; 7 - пласты гейландитового состава; 7- разведочные скважины; 8 - разведочные каналы; 9 - магистральная канава; 10 - карьеры; 11 - разведочные линии; 12 – элементы залегания породы

На данном этапе изученности, на месторождении выделяются два типа сырья, различающиеся между собой в основном по катионному составу: клиноптилолит-гейландитового состава (добывается в карьере 1) и гейландитового состава (добывается в карьере 2) [1, 3].

Первый тип сырья клиноптилолит-гейландитового состава распространен на большей части месторождения. На этом участке им сложены все четыре пласта (рис. 1).

В разрезе карьера 1 (канавы 891) данный тип сырья представляет собой четкое переслаивание цеолитовых пород Na- и Ca-разностей цеолита, т.е. клиноптилолитами и гейландитами, и выше по разрезу постепенно переходят с широким спектром их промежуточных разностей.

Второй тип сырья гейландитового состава представлен I и IV пластами цеолитовых пород на северо-восточной части участка месторождения (рис. 1).

В карьере 2 (канавы 859) цеолитовые породы состоят по всему разрезу из практически чистых Ca-разностей цеолита, т.е. гейландитов с выдержанными долями контрастирующих катионов натрия и кальция.

Усредненный химический состав цеолитов по двум типам сырья, (%): SiO_2 - 66,43; TiO_2 - 0,18; Al_2O_3 - 12,03; Fe_2O_3 - 0,92; FeO - 0,26; MnO - 0,03; MgO - 1,47; CaO - 2,50; Na_2O - 1,75; K_2O - 1,35; P_2O_5 - 0,14; п.п.п. - 6,2.

Усредненные физико-химические свойства цеолитовых пород месторождения по типам сырья: содержание цеолитов в породе, % – 70–98; ионообменная емкость, мг-экв/г - 0,16–1,91; адсорбционные свойства по воде при $\text{P/P}_s=1,0$, % - 10,34–12,03; термостабильность, °C – 700; оптимальная температура дегидратации, °C - 300–550 [1, 3].

Порода не радиоактивна. По содержанию токсичных и тяжелых элементов удовлетворяет требованиям, предъявляемым Главным управлением ветеринарии Министерства сельского хозяйства Российской Федерации [1].

Многолетними испытаниями доказаны уникальные адсорбционные, молекулярные и ионообменные свойства вышеуказанных типов сырья цеолитов, которые позволяют использовать их во многих отраслях народного хозяйства [2, 4].

Таким образом, первый тип сырья клиноптилолит-гейландитового состава может быть использован: в очистке сбросных вод от радиоактивных ионов цезия 137, стронция 90 с последующим захоронением цеолитов, от тяжелых металлов с использованием цеолитов в качестве флюса; в очистке бытовых сточных вод от аммонийного азота с последующим использованием цеолитов в качестве аммонийного удобрения; в качестве фильтрующего материала при водоподготовке; в концентрировании стронция и цветных металлов из сбросных и природных вод; в производстве цемента; в очистке и осушке природного газа; в очистке дымовых газов от CO_2 ; в производстве закладочных смесей,

при подземной разработке месторождений; в животноводстве, птицеводстве; в клеточном звероводстве; в дезодорации животноводческих помещений, микробиологии, в материаловедении т.д.

Второй тип сырья гейландитового состава предпочтительно применяется в растениеводстве как искусственная почва для выращивания овощей и зелени в теплицах, а также для внесения в открытые поля совместно с удобрениями с целью пролонгации их действия и уменьшения вредного воздействия удобрений на природную среду; использование Са-разности цеолитов в качестве искусственного субстрата для выращивания овощей и зелени в теплицах, особенно актуально в районах Крайнего Севера, где запас торфов как основного компонента почвы крайне ограничен; птицеводстве и т.д.

Литература:

1. Александров А.Р., Ерофеевская Л.А. Использование хонгурина в экологии нефтегазового комплекса // В сборнике: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России, Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 2016. С. 300–303.

2. Александров А.Р., Ерофеевская Л.А. Основные результаты испытаний цеолитового сырья месторождения Хонгуруу // В сборнике: Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. 2018. С. 302–305.

3. Колодезников К.Е. Цеолитоносные провинции Востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 224 с.

4. Полезные ископаемые Сунтарского района и перспективы их промышленного освоения / отв. ред. А.Ф. Сафронов, К.Е. Колодезников, В.Ф. Уваров. – Якутск: ЯФ ГУ Изд-во СО РАН, 2004. 144 с.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ 804 СВИДЕТЕЛЬСТВУЕТ О СУЩЕСТВОВАНИИ "ПОДФУНДАМЕНТНЫХ" ОТЛОЖЕНИЙ НА ТАЛАКАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

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

1, 3 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.

Аммосова, г. Якутск

2 - Geco-Prakla, SchlumbergerLtd

Проведенные ранее исследования в развитие гипотезы Б.А. Соколова [4] о существовании в основании Непско-Пеледуйского свода (НПС) палеорифта, содержащего рифейские образования перекрытые аллохтонной кристаллической пластиной, косвенно подтверждаются рядом

геофизических признаков и геолого-плотностным моделированием с некоторыми отличиями. Отличия касаются генезиса кристаллической пластины, увязываемого с эволюцией палеорифта, параметрами и характером ее залегания [3]. Вместе с тем актуальными остаются геолого-геофизические аргументы, достоверно подтверждающие существования кристаллической пластины, вскрываемой скважинами на своде, оценивающие ее толщину, характер залегания и промысловые характеристики отложений, прогнозируемых под пластиной.

Один из таких аргументов построен на выявлении поверхности регионального размыва между отложениями рифея и венда и установления ее положения в разрезе для случаев консолидированного фундамента и аллохтонной пластины. Такую возможность представляет скв. №804 на Талаканской площади, которая вскрыла геологический разрез ниже кровли кристаллических пород, зафиксированной на соседних скважинах, прошла по нему порядка 660 м и остановлена предположительно в породах рифея (R2 ?). Многими исследователями отмечается, что перед началом ранневендского этапа формирования осадков на Сибирской платформе имел место повсеместный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом толщ нижнего венда и позднего рифея [1].

Важность установления поверхности регионального размыва в скв. № 804 как реперной границы между рифеем и вендом состоит в том, что по мнению некоторых исследователей -стратиграфов определение возраста некоторых свит низов венда во внутренних районах Сибирской платформы вопрос далеко неоднозначный [5].

Глубокая скв. № 804 является одной из скважин, пробуренных на фундамент на Талаканском и соседнем Верхне-Чонском газонефтеконденсатных месторождениях, которая не вскрыла кристаллические породы. Принято считать, что скважина попала в одну из грабенообразных структур фундамента, где сохранились рифейские образования, поскольку Непско-Ботуобинская антеклиз в рифейское время представляла собой крупнейшую область денудации [1]. Альтернативная точка зрения, вытекающая из проведенных исследований, состоит в том, что скважина попала в эрозионное “окно”, образовавшееся в процессе дифференцированной денудации аллохтонного гранитно-гнейсового блока земной коры до состояния кристаллической пластины [3].

Построенная по авторской программе “RITM” [2] спектрально-глубинная развертка (СГР) данных акустического каротажа скв. № 804 по параметру “R” позволила уточнить особенности венд-нижнекембрийского

мегацикла и установить положение региональной границы размыва между вендом и рифеем на отметке -1560 м. Диагностирующими признаками начала мегацикла и положения размыва в разрезе скважины явилось замыкание окон анализа на этой отметке, наличие интервалов размытой цикличности в основании мегацикла и глубже его залегания. Эта же отметка соответствует положению региональной границы размыва между рифеем и вендом. Ниже этой границы начинается рифейский мегацикл (рис. 1).

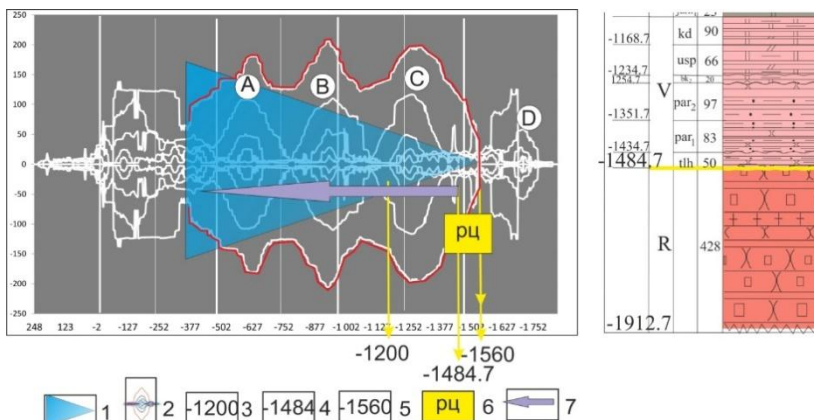


Рис. 1. Спектрально-глубинная развертка по акустическому каротажу скв.

№ 804 на Талаканской площади с элементами интерпретации и фрагментом геологического разреза скважины в интервале венд-рифей. 1. Мегапроцикл венд-нижний кембрий. 2. Синхронные разрастания кривых СГР, увязываемые с потенциальными нефтегазовыми резервуарами: А–толбачанский, В–осинский, С–ботуобинский, D–рифейский. 3–5. Абсолютные отметки реперов: 3–среднего значения кровли кристаллических пород по смежным со скв. №8 04 скважинам; 4–границы венд-кембрий по данным бурения); 5– замыкания мегапроциклита по данным СГР. 6. Размытая цикличность. 7. Направление седиментации в мегапроциклите

По данным бурения граница регионального размыва (подошва вендских и кровля рифейских отложений) находится на отметке -1484,7 (на 75 м выше, чем по СГР). Здесь, на наш взгляд, имела место ошибка в оценке возраста отложений нижнего венда, неоднозначность стратификации которого отмечалась ранее. В итоге отложения нижнего венда ниже абсолютной отметки -1484,7 м до отметки -1560 м, характеризующиеся размытой цикличностью, ошибочно отнесены к отложениям рифея (рис. 1). Толщина пластины в месте заложения скв. 804,

оцениваемая как разность средних отметок кровли кристаллических пород в соседних скважинах и отметки поверхности размыва, составляет 330м.

На СГР (рис. 1) в разрезе венда и кембрия на Талаканской площади выделяется один крупнейший венд-нижнекембрийский мегациклит, охватывающий весь осадочный чехол, и в нем 3-и макроциклита 1-го порядка (ре-проциклита): толбачанский, осинский и ботуобинский. Аналогичные мегациклиты под другим названием (например полициклит), содержащие от 3-х до 6-ти циклов выделяются отдельными исследователями для центральных районов Сибирской платформы по литологическим признакам с использованием методики системно-структурного анализа [5], Принципиально новым является включение в мегацикл СГР размытых отложенийнижнего венда.

Синхронные разрастания на одних и тех же глубинах в различных окнах анализа, выделяемые на СГР скв. 804, приурочены к границам ре-проциклитов 1-го порядка (макроциклитам), где происходит переход от регрессивного к трансгрессивному режиму осадконакопления. Они увязываются с потенциальными нефтегазовыми резервуарами: А – толбачанский, В – осинский, С – ботуобинский, Д – рифейский, которые выделяются на юге Сибирской платформы и другими исследователями [5].

Для установленного положения региональной границы размыва в разрезе скв. 804 в сопоставлении с положением кровли кристаллических пород в соседних скважинахТалаканского и Верхне- Чонского месторождений сравнивались модели осадкона-копления на участке расположения скв. № 804 для случаев: грабен в консолидированном фундаменте и эрозионное “окно” в кристаллической пластине.

В случае грабена в кристаллическом фундаменте стадии осадконакопления и появление в разрезе региональной границы размыва рифей-венд выглядят следующим образом. Осадконакопление толщи пород рифейского возраста; позднерифейский и ранневендскийразмыв отложений и образование поверхности раздела рифей-венд на уровне плеч грабена, поскольку в надфундаментном разрезе НПС рифейские образования отсутствуют, а внутри грабена размыв не возможен.

В случае эрозионного “окна” в кристаллической пластине аналогичные стадии представляются такими: надвинутый в предвендское время на эрозионную поверхность рифейских отложений гранитно-гнейсовый блок земной коры с аналогичными породами рифейского возраста; размыв гранитно-гнейсового блока до состояния кристаллической пластины, при критическом значении толщины которой, пластина на некоторых участках испытывает под влиянием тангенциальных напряжений деформацию в форме поперечного изгиба где отрывается от поверхности автохтона; продолжающийся размыв вскрывает эрозионное “окно”, а последующий процесс осадконакопления вендских отложений образует границу раздела

венд-рифей на размытой поверхности рифейских образований внутри эрозионного “окна”.

Сопоставление моделей свидетельствует, что положение региональной границы размыва между вендом и рифеем ниже кровли кристаллических пород может иметь место только в случае эрозионного “окна” в кристаллической пластине. Это означает реальность ее существования на территории Непско-Пеледуйского свода. Под пластиной предполагается развитие отложений нижнего венда и среднего рифея. Промысловая перспективность этих отложений подтверждается выделением на СГР скв. 804 потенциально продуктивных резервуаров С и D, расположенных ниже уровня кристаллических пород.

Литература:

1 Ануфриенко А.С., Бакин, В.Е. Воробьев В.И. Непско-Ботуобинская антеклиз - новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск, Наука. 1986.

2. Берзин С.А. Спектрально-глубинные развертки данных каротажа скважин в решении задач нефтяной геологии В сб. XIX Губкинские чтения. Москва, РГУНИГ им Губкина. 2011.

3. Берзин А.Г., Туги Э.Р., Ситников В.С., Берзин С.А. Подфундаментная нефть в условиях Непско-Пеледуйского свода Непско-Ботуобинской антеклизы //Разведка и охрана недр, №12.М. 2013. С. 27–33.

4. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды). М.: МГУ. 2001. С. 233–310.

5. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина), Монография. Новосибирск. Из-во РАН, 2007. С. 8–9.

АНТРАЦИТЫ БУЛУРСКОГО УГЛЕНОСНОГО РАЙОНА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ): КР-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Бискэ Н.С., Колодей В.А.

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск,
nataliabiske@yandex.ru*

Булурский угленосный район расположен в центральной части Омсукчанского угленосного бассейна. Продуктивная Омсукчанская свита содержит угольные пласты мощностью до 39 м [2]. Угленосные отложения испытали термальный и контактовый метаморфизм под воздействием крупных интрузий кислого состава верхнемелового и палеогенового возраста. Угли Булуря представлены преимущественно антрацитами. По

вещественно-петрографическому составу угли гумусовые, класса гелитолитов. Содержание витринита - 75–98%. Состав и свойства углей охарактеризованы в работе [2].

Особо ценными свойствами антрацитов являются высокое содержание углерода и высокая теплотворная способность. Традиционно антрациты используются в качестве энергетического топлива. Развитие технологий обогащения и переработки высокоуглеродистого сырья создает возможность применения антрацитов в других областях, в частности в производстве электродных и углеграфитовых материалов. Согласно проекту, разработанному ЗАО «Северо-Восточная угольная компания» антрацит Омсукчанского бассейна предполагается использовать в качестве заменителя кокса, в меньшем объеме - для производства электродов. Рассматривается возможность применения Омсукчанского антрацита в высокотехнологичных производствах.

Расширение области использования антрацитов требует изучения их структурных особенностей. Метод спектроскопии комбинационного рассеяния света обладает многочисленными достоинствами: неразрушающий, бесконтактный, экспрессный, точный, не требующий особой подготовки проб. Материалом для исследования послужила серия аншлифов антрацитов разной стадии углефикации Булурского района, любезно предоставленных Г.М. Волковой (ВСЕГЕИ). Спектры регистрировали в Институте геологии КарНЦ РАН на дисперсионном спектрометре Nicolet Omega XP (Thermo Scientific). Условия съемки: объектив кратностью 50х, 100х; локальность анализа ~1 мкм; длина волны возбуждающего He-Ne лазера 532 нм; мощность 2-10 мВт; время регистрации спектра 60 с. Математическую обработку производили с помощью программного обеспечения «Omnis». После разложения спектров определяли волновое число, высоту (H), ширину на половине высоты максимума (FWHM) и площадь под контуром пиков.

В спектрах угольного вещества антрацитов разных стадий углефикации в области первого порядка ($1,100\text{--}1,800\text{ см}^{-1}$) присутствуют две основные характеристические линии: G (sp^2 -гибридизации) и D (sp^3 -гибридизации). Для слабо упорядоченного углерода ширина полосы D и соотношение интенсивностей полос G и D являются основными показателями структурного порядка [4]. При разложении спектров получены дополнительные полосы «беспорядка» (рис. 1).

Спектр КР *антрацита VII-VIII стадии углефикации* соответствует аморфному углероду. В области первого порядка полоса D ($\text{FWHM}_D > 100\text{ см}^{-1}$) значительно превосходит по ширине графитовую полосу, хотя и

несколько уступает последней по высоте максимума. Полоса G с центром на 1598 см^{-1} относительно узкая. Разложение спектра выявило интенсивную полосу D3 на $\sim 1440\text{ см}^{-1}$, вероятно, обусловленную высоким содержанием аморфной фазы, а также несколько дополнительных полос. В области второго порядка линия спектра имеет форму бугра с плоской вершиной на $\sim 3000\text{ см}^{-1}$.

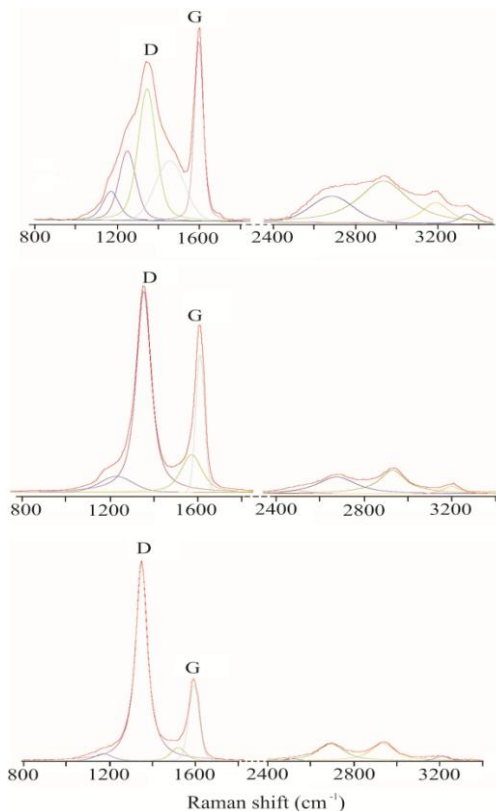


Рис 1. Спектры КР (сверху вниз): антрацита VII-VIII стадии углефикации, антрацита I стадии углефикации, метаантрацита

На спектре *антрацита IX стадии углефикации* полоса D менее широкая, но доминирует по ширине и интенсивности. Полоса D3 смещена и значительно снижена. В области рассеяния второго порядка зафиксированы слабые полосы на $\sim 2700\text{ см}^{-1}$ (2D) и на $\sim 2900\text{ см}^{-1}$, причем полоса 2D, отвечающая за взаимодействие между слоями, уступает по интенсивности полосе «дефектов». Возможно, наблюдаемое изменение

формы спектра в области второго порядка является результатом зарождения турбостратной структуры, для которой характерно приблизительно параллельное расположение слоев при полном отсутствии их взаимного азимутального упорядочения.

На спектре КР *метаантрацита* полоса D еще более узкая и резко превышает по интенсивности графитовую полосу. Заметно понижена интенсивность полос на $\sim 1500\text{ см}^{-1}$ (D3) и на $\sim 1200\text{ см}^{-1}$ (D4), связанных с внутрислоевыми и межслоевыми дефектами. В области рассеяния второго порядка выявлено присутствие двух слабых, равных по интенсивности полос: на $\sim 2700\text{ см}^{-1}$ и на $\sim 2900\text{ см}^{-1}$. Подобный характер спектра свидетельствует о турбостратной структуре угольного вещества.

Таким образом, установлено, что на каждой стадии метаморфизма угольное вещество обладает своеобразной формой спектра КР и может быть количественно охарактеризовано с помощью спектральных характеристик. Зафиксированные структурные изменения находятся в тренде метаморфических преобразований ОВ, что позволяет ориентировочно оценить температурный режим формирования булурских антрацитов методом геотермометрии [3, 4]. Температура образования составила: для антрацитов VII-VIII и IX стадий углефикации: $230\text{--}260\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $270\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно, для метаантрацита $330\text{--}360\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Сравнительный анализ экспериментальных данных показал, что по степени структурного совершенства метаантрацит Булурского района уступает метаантрацитам термально-контактового метаморфизма Таймырского и Тунгусского угленосных бассейнов [1].

В связи с небольшим количеством фактического материала полученные результаты являются предварительными и нуждаются в уточнении.

Литература:

1. Бискэ Н.С. Спектроскопия комбинационного рассеяния метаантрацитов и графитов Тунгусского и Таймырского угольных бассейнов. Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее. Т. 1. Издательство: МГРИ-РГГРУ. 2018. С. 128–130.
2. Угольная база России. Т. 5. Кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. (Республика Саха, Северо-Восток, о. Сахалин, п-ов Камчатка). М.: ЗАО "Геоинформ-марк". 1999. 638 с.
3. Aoya M., Kouktsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. Extending the applicability of Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks // J. Metamorph Geol. 2010. V. 28. P. 895–914.
4. Kouktsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width // Island Arc. 2014. № 23. P. 33–50.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПОСЛЕ РАЗЛИВОВ НЕФТИ

Глянцева Ю.С., Зуева И.Н., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.

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

gchlab@ipng.ysn.ru

С ростом деятельности нефтегазовой отрасли в Республике Саха (Якутия) повышается риск загрязнения нефтью объектов окружающей среды. Воздействию могут подвергаться малые реки, озера, ручьи в основном за счет аварийных ситуаций. При попадании в воду нефть подвергается физическим, химическим, микробиологическим и механическим процессам, одним из которых является сорбция на взвешенных частицах и седиментация в донные отложения [1, 3]. Адсорбируя нефтяные углеводороды (УВ), донные осадки ведут к уменьшению их содержания в воде, а при определенных условиях являются вторичным источником загрязнения воды.

Процессы трансформации нефтяных УВ в донных осадках происходят при дефиците кислорода и поэтому протекают крайне медленно. В климатических условиях Якутии, аккумулированные донными осадками, нефтяные УВ могут долго оставаться источником загрязнения водоемов.

В работе обобщены результаты многолетних исследований динамики изменения содержания и состава хлороформенных битумоидов (ХБ) и их фракций в донных осадках озера Талое, загрязненного в результате аварийного разлива на нефтепроводе в 2006 году в Ленском районе Республики Саха (Якутия). Материалом исследований послужили поверхностные донные осадки, отобранные в экспедиционных исследованиях в 2007, 2012, 2015, 2017 годах. Пробы отбирались по направлению распространения нефтяной пленки от места аварии в устье ручья, впадающего в озеро Талое, в озере и в районе, где ручей вытекает из озера.

В пробах определяли содержание ХБ методом экстракции, изучали структурно-групповой состав ХБ методом ИК-Фурье спектроскопии, фракционный состав ХБ (содержание УВ, смол и асфальтенов) методом жидкостно-адсорбционной хроматографии, индивидуальный состав насыщенных УВ методом хромато-масс-спектрометрии.

Спустя год после аварии среднее содержание ХБ было очень высоким и составляло 107247 мг/кг (табл. 1).

Таблица 1

Геохимическая характеристика состава ХБ донных осадков

Параметры	Год отбора проб донных отложений			
Время отбора	2007 г.	2012 г.	2015 г.	2017 г.
Средний выход ХБ, мг/кг	107247	3168	4336	2705
Углеводороды, %	58,33	45,88	20,61	11,89
Бензольные смолы, %	12,33	15,02	6,82	6,53
Спиртобензольные смолы, %	19,15	29,59	37,36	51,30
Асфальтены, %	15,42	9,51	34,97	30,28
$\sum_{\text{н.к.}} - \text{н}C_{20} / \sum_{\text{н.к.}} C_{21}$	1,45	0,07	0,06	0,06
CPI	1,08	6,39	8,04	8,18
Pr/Ph	0,71	0,83	0,90	1,28
$\text{Pr} + \text{Ph} / \text{н}C_{17} + \text{н}C_{18}$	1,46	3,54	3,66	1,47

Следует отметить, что выход ХБ увеличивался по направлению движения нефтяной пленки, максимальное содержание ХБ было зафиксировано в осадках ручья, вытекающего из озера (рис. 1). Это может быть связано с установкой в этом месте боновых заграждений в период ликвидации разлива нефти, что вызвало скопление нефти, увеличение толщины нефтяной пленки и площади загрязнения. Такая же тенденция наблюдалась в последующие 2012 и 2015 годы. В целом средний выход ХБ по годам наблюдений снизился до 2705 мг/кг (рис.1, табл. 1).

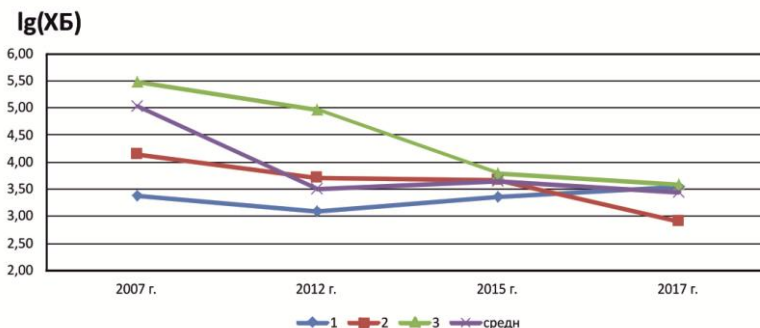


Рис.1. Изменение выхода ХБ в донных осадках: устье ручья, впадающего в оз. Талое (1), в озере (2) и в районе, где ручей вытекает из озера (3)

Структурно-групповой состав ХБ проб в течение рассматриваемого периода наблюдений изменился в сторону увеличения кислородсодержащих групп и связей, на что указывает увеличение

относительных коэффициентов поглощения карбонильных групп (K_{1700} , K_{1740}), эфирных (K_{1170}) и гидроксильных соединений (K_{3300}) в ИК-спектрах ХБ (рис. 2). Появление полосы поглощения карбонильных групп в области 1740 см^{-1} и гидроксильных групп в области 3300 см^{-1} установлено через 10 лет после разлива, что указывает о происходящих процессах биохимического окисления нефтяных УВ. Присутствие полос поглощения в этих спектральных областях свойственно донным осадкам чистых на загрязненных водоемов.

Групповой состав ХБ проб донных осадков со временем изменился в сторону уменьшения углеводородных и увеличения асфальто-смолистых компонентов (табл. 1). При трансформации нефти в водоеме происходит накопление смолистых компонентов, которые вследствие увеличения молекулярного веса оседают на дно и сорбируются осадками [3]. По результатам исследований установлено, что среднее содержание спиртобензольных смол и асфальтенов увеличивается за счет процессов биodeградации нефтяного загрязнения, а также остаточного накопления.

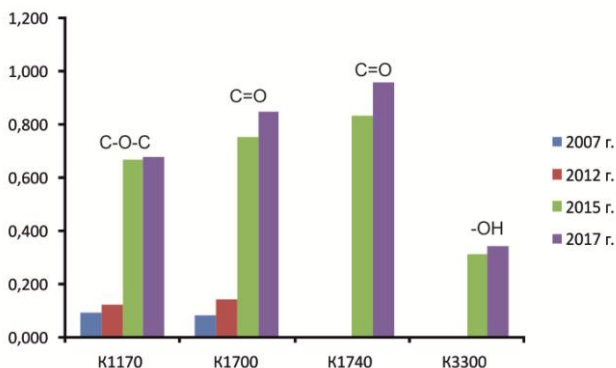


Рис. 2. Изменение относительных коэффициентов поглощения кислородсодержащих групп в ИК-спектрах ХБ

Для более детальной характеристики донных осадков были использованы данные хромато-масс-спектрометрии по составу насыщенных УВ ХБ. Известно, что при трансформации нефтяных УВ первыми исчезают алканы. Динамика изменения индивидуального состава насыщенных УВ выражается в уменьшении содержания относительно низкомолекулярных н-алканов, увеличении отношения н-алканов с нечетным числом атомов углерода в молекуле к н-алканам с четным числом (CPI) (табл. 1). На наличие нефтяных УВ в осадках указывало отношение пристана к фитану (Pr/Ph), которое до 2015 г. было меньше

единицы. Соотношение суммы P_g и P_h к сумме рядом элюирующихся n -алканов $(P_g + P_h / nC_{17} + nC_{18})$ используется как показатель биodeградации нефтезагрязнения [2]. Его увеличение с 1,46 в 2007 г. до 3,66 в 2015 г. свидетельствует о биodeградации нефтяных УВ. Уменьшение этого показателя до 1,47 в 2017 г. и особенности распределения насыщенных УВ характерно для нативного органического вещества донных осадков.

Таким образом, в период с 2006 г. по 2015 г. в динамике изменения химического состава загрязнения значительную роль играли процессы деградации, происходила трансформация загрязнения. К 2017 г. при отсутствии новых разливов нефти состав донных осадков находился в стабильном состоянии и соответствовал нативному органическому веществу донных осадков, для которого характерно наличие соединений, типичных для липидов высших растений (n -алканы в высокомолекулярной области на nC_{23} - nC_{33} со значительным преобладанием нечетных УВ, кислородсодержащие соединения, спирты, кислоты и эфиры).

Работа выполнена в рамках проекта АААА-А17-117040710036-4 «Научные основы разработки методологии экологического мониторинга и реабилитации нарушенных экосистем криолитозоны на объектах нефтегазодобывающих комплексов».

Литература:

1. Гольдберг В.М., Зверев В.П., Арбузов А.И., и др. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия. М.: Недра. 2001. 94 с.
2. Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ. Изд-во СО РАН. 2003. 160 с.
3. Немировская И.А. Углеводороды в океане. М.: Научный Мир. 2004. 328 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ЕДЕЙСКОЕ (ЯКУТИЯ) В КАЧЕСТВЕ ФИЛЬТРУЮЩЕГО МАТЕРИАЛА

Ефимов С.Е., Александров А.Р.

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

s.e.efimov@gmail.com

К фильтрующим материалам, применяющимся в целях питьевой водоподготовки, предъявляются определенные требования по физико-механическим и эксплуатационным показателям (чистота, грязеемкость,

задерживающая способность, высокая твердость, износостойкость и кислотостойкость дробленых частиц кварцевого песка).

В данной работе приводятся результаты исследования кварцевых песков проявления Едейское по основным показателям качества для целей водоподготовки: химический и гранулометрический состав, плотность, истираемость, анализ водной вытяжки.

Участок имеет выгодное расположение в 40 км от г. Якутска. Карьер для добычи песка на территории проявления имеет длину 200 м, ширину 80 м. Выходы песков относятся к палеоген-неогеновым отложениям намской свиты, сложенной светло-серыми, серыми, иногда желтоватыми и белесоватыми, часто косослоистыми, разнозернистыми песками с примесью гравия и гальки. Верхняя часть карьера состоит из аллювиальных, неогеновых отложений табагинской свиты, представленной серыми, темно-серыми, желтовато-бурыми разнозернистыми песками. Общая вскрытая часть борта карьера на этом пересечении составляет от 7 до 10 м [3].

Химический состав. Анализы проб кварцевых песков на химический состав были проведены методом рентгеноспектрального рентгенофлуоресцентного многоэлементного анализа на спектрометре SRS-3400, расчет произведен по программе SPECTRA^{plus}.

Химический состав кварцевого песка по разрезу изменяется в пределах: SiO₂ - от 76,2 до 83,3% (среднее содержание по разрезу - 80,8%); TiO₂ - 0,1-0,38% (0,19%); Al₂O₃ - 8,9-13,6% (10,5%); Fe₂O₃ - 0,4-0,8% (0,6%); MnO - 0,01% (0,01%); MgO - 0,0-0,2% (0,1%); CaO - 0,4-1,0% (6%); K₂O - 4,5-5,1% (4,8%); Na₂O - 1,5-2,3% (1,8%); P₂O₅ - 0,0-0,09% (0,07%); SO₃ - 0,05-0,09% (0,07%).

В таблице 1 представлены результаты анализов кварцевых песков на содержание окислов тяжелых металлов, которые показывают, что изученные пробы песков практически стерильны от окислов этих элементов.

Гранулометрический состав кварцевых песков определен ситовым методом (ГОСТ 9534-73). В лабораторных условиях проанализировано 11 проб песка. Общие средние содержания выхода фракций в разрезе составляют: -3,0+1 мм - **19,9%**; -1 +0,5 мм - **22,1%**; -0,5+0,25 мм - **29,4%**; -0,25+0,1 мм - **21,2%**.

Плотность и истираемость 7 проб определены в лабораторных условиях по методике описанной Аюкаевым Р.И., Мельцером В.Э. [1] и составили в среднем 1,6-1,8 г/см³ по плотности и 0,1 по истираемости. Насыпная плотность составила 1,4 г/см³.

Анализ водной вытяжки. К природному сырью, предназначенному

для использования в качестве фильтрующего материала, предъявляются особые требования в отношении микроэлементного состава вследствие возможности перехода токсичных тяжелых металлов в воду. Количество вредных примесей в фильтрующем материале и возможность перехода их в воду при контакте материала с водой в процессе фильтрования определяется спектральным анализом.

Таблица 1

Результаты анализов химического состава кварцевых песков

Породообразующие и примесные химические элементы	Среднее содержание, %	Окислы тяжелых металлов и редких элементов	Среднее содержание, %
SiO ₂	80,84	Cr ₂ O ₃	0,04
TiO ₂	0,19	Sb ₂ O ₃	0,01
Al ₂ O ₃	10,53	SrO	0,04
Fe ₂ O ₃	0,61	Rb ₂ O	0,01
MnO	0,01	Cs ₂ O	0,05
MgO	0,09	BaO	0,20
CaO	0,62	PbO	0,00
K ₂ O	4,84	Co	0,09
Na ₂ O	1,81	Pd	0,01
P ₂ O ₅	0,07	Pt	0,01
SO ₃	0,07	-	-
Сумма	99,68	Сумма	0,33

Примечание: присутствие NiO, CuO, ZnO не обнаружено

Подготовка для анализа объединенной пробы кварцевого песка, отобранной из трех точек, была проведена по стандартной методике [2]. Анализ проводился методом атомно-эмиссионной спектроскопии (ICP).

Содержание проанализированных химических элементов в исследованных водных вытяжках из проб песка (табл. 2) соответствует их количеству в водопроводной воде, за исключением алюминия и бария, в целом же их содержание в водной вытяжке намного ниже уровня, лимитированного ПДК СанПиН 2.1.4.1074-01 [4].

По результатам исследования кварцевых песков проявления Едейское установлено, что они соответствуют основным физико-химическим и гигиеническим нормативным требованиям для применения в качестве фильтрующего материала в целях водоподготовки в водоочистных сооружениях.

Таблица 2

Результаты спектрального анализа (АЭС-ИСП) водной вытяжки

Химический элемент	Водная вытяжка	Фон (водопроводная вода)	СанПиН 2.1.4.1074-01
Серебро, Ag	<0,005	<0,005	0,05
Алюминий, Al	0,223	0,049	0,5
Барий, Ba	0,043	0,029	0,1
Бериллий, Be	<0,001	<0,001	0,002
Висмут, Bi	<0,09	<0,009	0,1
Кадмий, Cd	<0,0005	<0,0005	0,001
Кобальт, Co	<0,005	<0,005	0,1
Хром, Cr	<0,005	<0,005	0,5
Медь, Cu	<0,002	<0,002	1,0
Марганец, Mn	0,013	0,42	0,1
Молибден, Mo	<0,008	<0,008	0,25
Никель, Ni	<0,009	<0,009	0,1
Свинец, Pb	<0,002	<0,002	0,03
Сурьма, Sb	<0,08	<0,08	0,05
Стронций, Sr	0,3	0,3	7,0
Титан, Ti	<0,004	<0,002	-
Ванадий, V	<0,01	<0,01	0,1
Вольфрам, W	<0,01	<0,01	0,05
Цинк, Zn	<0,01	<0,01	5,0

Литература:

1. Аюкаев Р.И., Мельцер В.Э. Производство и применение фильтрующих материалов для очистки воды (Справочное пособие) – Ленинград, Стройиздат, Ленинградское отделение, 1985. 120 с.
2. ГОСТ Р 51641-2000. Материалы фильтрующие зернистые. Общие технические условия.
3. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическое строение Большого Якутска - Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. С. 3–20.
4. СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. Гигиенические требования к обеспечению безопасности систем горячего водоснабжения».

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ И ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЛЕННЯХСКОГО ПОДНЯТИЯ

Зуева И.Н.¹, Чалая О.Н.¹, Каширцев В.А.²

1 - *Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,*
inzu@ipng.ysn.ru

2 - *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука*
СО РАН, г. Новосибирск,
KashircevVA@ipgg.sbras.ru

В обогащенных органическим веществом (ОВ) морских и терригенных отложениях по сравнению с другими типами осадочных пород часто встречаются толщи с повышенными концентрациями микроэлементов (МЭ) и металлопорфириновых комплексов (МПК). Горючие сланцы (ГС), содержащие МЭ в которых достигает промышленных концентраций, относятся к металлоносным и рассматриваются как комплексное минеральное сырьё. Присутствие МЭ и металлоорганических комплексов в нафтидах, по мнению многих исследователей, тесно связано с природой исходного ОВ, что позволило отнести их к хемофоссилиям. Уровень концентрации и особенности распределения различных групп МЭ и металлоорганических комплексов является результатом воздействия разнообразных факторов на первоначальный состав нафтидов на различных этапах онтогенеза нафтидов.

Известно, что для доманикоидных пород, генезис ОВ которых связан с морскими фациями, характерны высокие концентрации V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Cu и ряда других элементов, что отличает их от ОВ, формировавшегося в озёрных фациях, набором и концентрациями МЭ. Характерным для битумоидной части ГС, генетически связанных с аквагенным ОВ (кероген II типа), является высокое содержание порфиринов, в составе которых ванадилпорфириновые комплексы (VOP) преобладают над никелевыми (NiP).

В данной работе рассмотрены результаты определений содержания органофильных элементов V и Ni в породах и битумоидах (хлороформенных экстрактов – ХБ), а также концентрации ванадилпорфириновых (VOP) и никельпорфириновых (NiP) комплексов в ХБ из доманикоидных пород куонамской формации нижнего-среднего кембрия востока Сибирской платформы (которая уже хорошо изучена), а также изнеличенской свиты нижнего девона Селенняхского поднятия Индигиро-Зырянского прогиба. При различии в геологическом возрасте с

геохимических позиций обе свиты, характеризуются единым типом ОБ аквагенной природы (кероген II), сходством фациальных условий формирования отложений - слабоокислительной и восстановительной обстановками морских бассейнов, литологического состава пород - обогащённые ОБ глинистые сланцы, доломиты, карбонаты. В связи с отмеченным сходством интересным представляется сравнение этих свит по степени обогащенности пород органофильными МЭ и МПК.

Общее содержание V и Ni в породах определяли методом количественного эмиссионного спектрального анализа. Количественное содержание V и Ni в ХБ выполнено методом атомно-абсорбции по методике, специально разработанной сотрудниками Института геологии СО РАН – В.С. Сукнёвым и Т.А. Григорьевой, с подбором состава растворителя, хорошо растворяющего нефти, нефтепродукты и битумоиды [4]. Определение количественного содержания VOP и NiP порфиринов выполнено по электронным спектрам поглощения в видимой области спектра по методике [2]. Полученные результаты позволили провести сравнительную оценку распределения V и Ni в породах, битумоидах и МПК.

Объектами исследования послужили образцы пород, отобранных из обнажений куонамской горючесланцевой формации нижнего-среднего кембрия по р.р. М. Куонамка, Муна и Оленёк, а также доманикоидных пород из нижнедевонских отложений неличенской свиты Селенняхского поднятия (Индигино-Зырянский прогиб). Для 65 образцов выполнены определения на содержание МЭ в породах, 23 - в ХБ и для 50 образцов определено содержание МПК.

Исследованию ОБ куонамской формации посвящено большое количество работ. Все исследователи отмечают её уникальность по обогащенности ОБ, количественному выходу битумоидных компонентов и содержанию МЭ. Вопросы металлоносности пород и геохимии МПК формации подробно освещены в ряде работ [1, 3–5]. Значительно меньше изучены в этом отношении девонские отложения востока Сибири. В таблице представлены результаты сравнительного спектрального анализа на содержание V и Ni в породах нелечинской свиты (нижний девон) и куонамской свиты, (нижний-средний кембрий), а также распределение этих элементов в ХБ и МПК. Как видно из таблицы, в породах неличенской свиты, как и куонамской, повышено содержания $C_{орг}$, V и Ni относительно кларка осадочных пород, V преобладает над Ni, что характерно для аквагенного ОБ. Вместе с тем эти свиты отличаются по содержанию МЭ. Так содержание V в породах неличенской свиты в 2,5 раза ниже по сравнению с куонамской свитой. По содержанию Ni в породах наоборот, его максимальные концентрации в неличенской свите выше

вдвое, по средним величинам различия менее значимы. При этом в обеих свитах V преобладает над Ni в среднем в 2,5 раза в неличенской свите и в 4,6 в – куонамской.

Таблица

Распределение ванадия и никеля в породах, ХБ и МПК

Возраст, свита	Концентрации	C _{орг} %	V _{порф}	V _{хб}	V _{порода}
			г/т		
D ₁ ^{nl}	минимальная	0,1	31,7	137	10
	максимальная	5,6	2837	5340	300
	средняя	2,6	785	1795	130
Є ₁₋₂ ^{kn}	минимальная	2,1	45	161	40
	максимальная	38,0	1496	3580	800
	средняя	17,1	254	910	320
		C _{орг} %	Ni _{порф}	Ni _{хб}	Ni _{порода}
D ₁ ^{nl}	минимальная	0,1	0	14	10
	максимальная	5,6	469	77	200
	средняя	2,6	133	35	82
Є ₁₋₂ ^{kn}	минимальная	2,1	0	0	40
	максимальная	38,0	61	303	100
	средняя	17,1	19	88	64

Интересно, что на фоне низких концентраций V в породе в составе ХБ неличенской свиты почти вдвое выше количество V и VOP комплексов, чем в куонамской. Обращают внимание высокие максимальные значения V в ХБ – 5340 г/т и в VOP комплексах – 2837 г/т при содержании V в породах всего в 300 г/т. В среднем содержание V в ХБ в 13,5 раз выше чем в породе, т.е. планктоногенное ОВ способно концентрировать V, при чём определенная его часть связана с битумоидными компонентами, и она может наследоваться генерированными этим ОВ нефтидами. По нашим данным с VOP комплексами в неличенской свите может быть связано от 53 до 80% ванадия, содержащегося в битумоидной части ОВ, в то время как в куонамской свите около 30%.

Что касается Ni, то в этих свитах при существующих различиях по содержанию в породах, они более значительны в ХБ и МПК (табл.). Особенностью неличенской свиты являются очень высокие концентрации Ni_v Ni_p комплексах и низкие - в ХБ. Вкуонамской свите отмечается обратное соотношение (табл.), с Ni_p комплексами связано около 25% «битумоидного» Ni.

Из полученных результатов следует, что высокие концентрации $C_{орг}$, V и Ni и их МПК, а также достаточно близкие коэффициенты корреляции V и Ni с содержанием $C_{орг}$ (0,55-0,68) и тесная корреляция VOR с $V_{хб}$ и NiP с $Ni_{хб}$ (0,90-0,98) отражают аквагенную природу исходного ОВ неличенской свиты как и куонамской.

Установленные различия в уровне концентраций и распределении V и Ni в породах, ХБ и МПК свидетельствуют об особенностях условий формирования и диагенеза ОВ в каждой свите, а также о воздействии вторичных факторов на первоначальный состав нафтидов на различных этапах онтогенеза.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИПНГ СО РАН № 0377-2018-0004.

Литература:

1. Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск. Наука. 1988. 159 с.
2. Белоконь Т.В. Геохимия порфиринов. Новосибирск: Наука, СО АН СССР. 1984. 87 с.
3. Гавшин В.М., Гурари Ф.Г. Геохимия сланцевых формаций Сибири. Новосибирск. 1987. С. 50-56.
4. Зуева И.Н., Уткина Н.А., Каширцев В.А., Григорьева Т.А. Геохимия порфиринов и микроэлементов органического вещества и нафтидов Западной Якутии. Якутск; Якутский научный центр СО РАН. 1992. 100 с.
5. Каширцев В.А., Сафронов А.Ф., Коровников И.В., Парфенова Т.М., Зуева И.Н.. Кембрийский горючсланцевый бассейн Сибирской платформы. // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного угле-водородного сырья: Материалы ВНКП. 23-25 июля 2015г. / Отв. ред. Сафронов А.Ф. Якутск: Асхан, 2015. С. 33–37.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА ОТ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА ПЛАСТОВОЙ ВОДЫ

Калачева Л.П., Портнягин А.С., Соловьева С.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск
lpko@mail.ru

На месторождениях нефти и газа Якутии встречаются пластовые воды хлоридно-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого генетических типов.

Пластовые воды месторождений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) относятся к хлоридно-кальциевому типу, а по преобладающему катиону либо к кальциевой, либо к натриевой подгруппе вод [1]. Минерализация пластовых вод может достигать 400 г/л и выше. Для месторождений Лено-Вилуйской НГП минерализация пластовых вод составляет от 40 до 180 г/л [1], могут встречаться воды хлоридно-кальциевого (подгруппы кальциевая и натриевая) и гидрокарбонатно-натриевого (подгруппа натриевая) типов. В частности, в пределах Средневилуйского газоконденсатного месторождения на границе юрских и триасовых отложений происходит смена гидрокарбонатно-натриевого типа вод (группа гидрокарбонатная, подгруппа натриевая) на хлоридно-кальциевый (группа хлоридная, подгруппа натриевая). Минерализация вод в юрских отложениях изменяется от 2,24 до 20,47 г/л, а в триасовых от 18,69 до 70,42 г/л [1].

На месторождениях Якутии независимо от пластовых условий гидратообразование возможно в призабойной зоне, в стволах скважин. Минерализация пластовых вод влияет на условия гидратообразования, поскольку в породах осадочных пород практически не встречается воды без каких-либо примесей. Поэтому один из главных факторов выявления возможности гидратообразования – состав и концентрация солей в поровом пространстве [6]. В связи с этим вызывает интерес изучение состава гидратов, полученных в пластовых водах разных генетических типов.

Газовые гидраты – твердые кристаллические соединения с общей формулой $M \cdot nH_2O$ относятся к классу нестехиометрических клатратных соединений включения, образуются из газообразных углеводородов (или их смесей) и воды при высоком давлении и низкой температуре. У клатратов кристаллическая решетка «хозяина» построена из молекул воды, удерживаемых водородными связями. Молекулы газа – «гостя», образующего гидрат, размещены во внутренних полостях кристаллической решетки воды – «хозяина» и удерживаются в них силами Ван-дер-Ваальса. Состав газовых гидратов зависит от термобарических условий их образования, а также от компонентного состава гидратообразующего газа и определяется степенями заполнения θ больших и малых полостей молекулами газа, гидратным числом n или мольными долями компонентов газа в клатратной фазе. Общая формула газовых гидратов: $M \cdot nH_2O$, где M означает включенную молекулу гидратообразователя, n — гидратное число - переменная величина, зависящая от типа гидратообразователя, давления и температуры [2].

Гидраты природного газа, состав которого приведен в таблице 1, были получены в растворах, имитирующих пластовые воды хлоридно-кальциевого (подгруппы натриевая и кальциевая) и гидрокарбонатно-натриевого типов. Концентрации растворов соответствовали минерализации пластовых вод месторождений Якутии (табл. 2). Для гидратообразования было взято по 100 г растворов.

Таблица 1

Состав природного газа

Компонент	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₄ H ₁₀	CO ₂	N ₂
Содержание, % мол.	92,7	5,24	1,21	0,10	0,12	0,05	0,58

Получение и разложение гидратов проводили по методикам, подробно описанным в работах [3, 4]. Объемы газов, которые выделились при разложении синтезированных гидратов, приведены в таблице 2.

Таблица 2

Объем газа в гидратах и их состав в зависимости от гидратообразующей среды и ее физико-химических свойств

Среда гидратообразования	Концентрация раствора, %	Минерализация <i>M</i> , г/л	Плотность ρ , г/см ³	Объем газа в гидратах <i>V</i> _∞ , л	Состав гидрата
Вода	0	0	1,000	14,3	M·10H ₂ O
Раствор NaCl	5	51,48	1,034	11,7	M·11H ₂ O
	10	106,47	1,071	5,4	M·23H ₂ O
	15	168,48	1,109	1,7	M·67H ₂ O
Раствор CaCl ₂	5	52,17	1,039	6,8	M·19H ₂ O
	10	107,67	1,083	2,1	M·58H ₂ O
	15	175,38	1,130	3,9	M·29H ₂ O
Раствор NaHCO ₃	0,25	2,50	1,001	17,77	M·8H ₂ O
	0,5	5,01	1,002	18,86	M·10H ₂ O
	1	10,06	1,006	18,43	M·17H ₂ O
	2	20,26	1,013	16,20	M·10H ₂ O

В нефтегазовой промышленности широко встречаются два типа гидратов структур КС-I и КС-II. Природный газ, использованный в работе для гидратообразования, образует гидраты КС-II, так как содержит более 0,2 % мол. пропана и 0,6 % мол. этана[2]. Для гидратов структуры КС-II при заполнении всех полостей решетки состав выражается как M·5,67H₂O, а при заполнении только больших полостей - M·17H₂O. Однако в реальных

условиях гидратное число может значительно возрасти вследствие неполного заполнения полостей решетки гидрата молекулами газа-гидратообразователя[5].

На основании объемов, выделившихся при разложении гидратов газов, были определены составы гидратов (табл. 2). Гидратное число находили как отношение числа молей воды, приходящихся на один моль газа в гидрате.

Установлено, что составы гидратов отличаются от предельных отношений числа молекул воды и газа-гидратообразователя. В случае использования в качестве среды гидратообразования воды и 5% раствора хлорида натрия, а также растворов гидрокарбоната натрия (кроме 1% раствора) происходит частичное заполнение малых полостей и практически полное заполнение больших. В гидрате, полученном в 1% растворе NaHCO_3 , газом-гидратообразователем заполнены только большие полости. В растворах хлоридов (кроме 5% раствора NaCl) образуются гидраты, состав которых сильно отличается от идеального, что свидетельствует о минимальном заполнении полостей гидрата молекулами газа-гидратообразователя. Результаты исследований показывают, что в гидратах, полученных в пластовых водах гидрокарбонатно-натриевого типа степени заполнения полостей выше, чем в гидратах, синтезированных в растворах хлоридно-кальциевого типа. Отсюда можно сделать вывод, что при одинаковых термобарических условиях вероятность образования гидратов природного газа приведенного состава будет значительно выше в пластовой воде гидрокарбонатно-натриевого типа.

Литература:

1. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР: справочник / под ред. Л.М. Зорькина. М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Истомин В.А. Газовые гидраты в природных условиях/ В.А. Истомин, В.С. Якушев. М.: Недра, 1992. 236 с.
3. Калачева Л.П., Рожин И.И., Федорова А.Ф. Изучение влияния минерализации пластовой воды на процесс гидратообразования природных газов месторождений востока Сибирской платформы // Научные труды НИПИ «Нефтегаз» ГНКАР, 2017. №2. С. 56–61.
4. Калачева Л.П., Портнягин А.С. Свойства гидратов природного газа, полученных в модельных растворах гидрокарбонатно-натриевого типа // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2017. – №10, Часть 2. С. 196–200.
5. Макогон Ю.Ф. Гидраты природных газов. М.: Недра, 1974. 208 с.
6. Якушев В.С. природный газ и газовые гидраты в криолизоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНОЛА В РАСТВОРАХ ИНГИБИТОРА ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ

Калачева Л.П., Аргунова К.К.

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

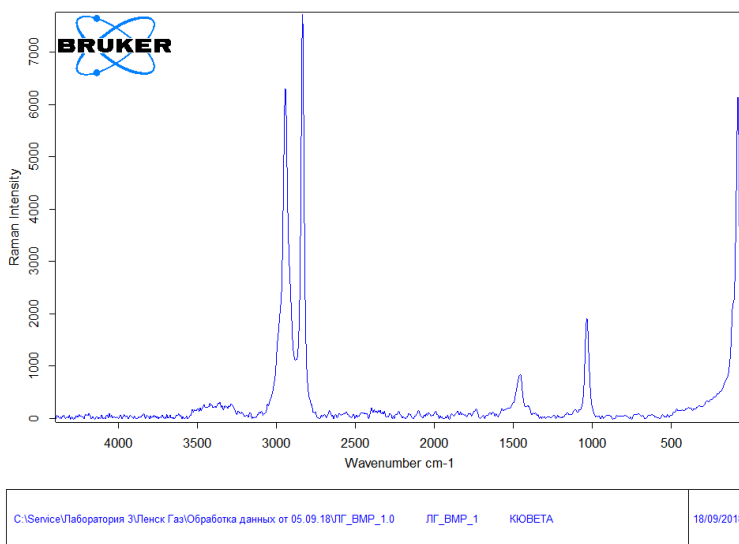
lpko@mail.ru

На нефтяных и газовых месторождениях Севера России для предотвращения и удаления гидратных пробок используется метанол и его растворы. Метанол является термодинамическим ингибитором гидратообразования, который сдвигает трехфазное равновесие газ – водная фаза – газовые гидраты в область более низких температур. На месторождениях обычно используют растворы метанола с концентрациями от 85 до 95% масс, которые подаются в скважины и технологические газопроводы. Закаченный в скважину или в технологическую линию подготовки природного газа водометанольный раствор (ВМР) возвращается с пониженной концентрацией. Для повторного его использования к отработанному ВМР добавляют 98% метанол до получения раствора с необходимой концентрацией. Концентрацию метанола в исходном, отработанном и регенерированном растворах, на промысле определяют, используя плотности, измеренные ареометрическим методом. Метод определения содержания метанола по плотности смеси может быть использован для определения двухкомпонентной системы «метанол-чистая вода», а для смесей ВМР может давать искажения из-за содержания в пробах пластовой воды, которая изменяет плотность растворов. Поэтому, для количественного определения метанола в пробах ВМР был использован метод спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) света – Раман-спектроскопии. На КР-спектре метанола валентные колебания СН-групп в области частот $2700-3100\text{ см}^{-1}$ имеют два четко разрешающихся пика (рис. 1). Интенсивность пиков колебаний СН-групп монотонно возрастает с увеличением концентрации метанола в растворе [5]. Присутствие примесей сложных по составу неорганических ионов (нитраты, сульфаты, фосфаты и т. д.) не изменяют структуру пиков СН-групп, так как эти ионы имеют собственные колебательные линии в области $500-700\text{ см}^{-1}$. Наличие в растворе простых ионов, таких как Cl^- , I^- , Br^- , Na^+ , K^+ , не имеющих собственных линий КР, влияет только на форму и положение наиболее

интенсивной полосы спектра – полосы валентных колебаний ОН-групп в области 3100-4000 см^{-1} [6, 7]. Следовательно, структуру СН-полос можно использовать для идентификации и определения концентрации метанола в многокомпонентных жидких смесях [5].

В работе определено содержание метанола по измеренным плотностям растворов ВМР и методом КР-спектроскопии.

Измерение спектров комбинационного рассеяния стандартных растворов и проб ВМР проводили на КР-спектрометре SENTERRA Raman Microscope Spectrometer R 200-L (BRUKER, Германия) в кварцевых кюветах. Возбуждение спектров КР света осуществлялось излучением аргонового лазера с длиной волны 532 нм. Спектры КР были сняты со спектральным разрешением 4 см^{-1} , время накопления одного спектра составляло 10 с.



Page 1/1

Рис. 1. КР-спектр 98% метанола

Для построения калибровочной кривой из 98% метанола были приготовлены растворы с концентрациями от 60 до 95% масс. Для каждого стандартного раствора были сняты КР-спектры.

Количественное определение содержания метанола в пробах ВМР был основан на программном алгоритме Quant 1 с использованием программы OPUS. Метод основан на построении калибровочной кривой по КР-спектрам стандартных растворов. На рисунке 2 приведена калибровочная кривая, построенная на программном алгоритме Quant 1. Под графиком

указаны файл метода, коэффициент корреляции и калибровочное уравнение.

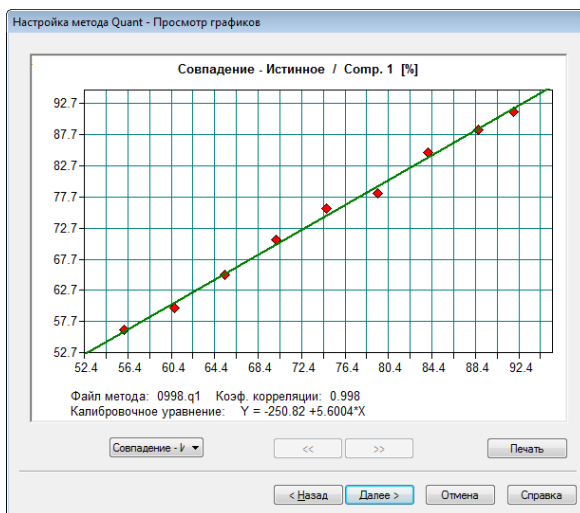


Рис. 2. Калибровочная кривая для определения содержания метанола (% масс.) в пробах ВМР

На основании полученной калибровочной кривой были определены концентрации метанола в пробах ВМР по их КР-спектрам. Анализируемый спектр загружался в метод Quant 1. Для анализа была выбрана полоса валентных колебаний СН-групп в диапазоне 2700-3100 см⁻¹. В таблице 1 приведены значения массовых концентраций метанола в пробах ВМР, определенные на основании измеренных плотностей и методом КР-спектроскопии.

Таблица 1

Содержание метанола (% масс.) в пробах ВМР

№ пробы	1	2	3	4
	.			
Плотность, г/см ³	0,8353	0,8354	0,8446	0,8452
Минерализация, мг/л	3960	4448	1510	1560
Массовая доля метанола, % масс				
Определение по плотности ВМР	82,03	81,99	81,32	81,09
Метод КР-спектроскопии	84,88	84,45	82,83	82,07

Как видно из таблицы 1, чем больше минерализация растворов, тем выше плотность проб ВМР. А содержание метанола в ВМР обратно пропорционально плотности растворов. Следовательно, повышение плотности ВМР за счет увеличения минерализации дает заниженные концентрации метанола в растворах.

Литература:

1. Пацаева С.В., Доленко Т.А., Буриков С.А., Южаков В.И. Дистанционное определение содержания органических растворителей в бинарных смесях методом спектроскопии комбинационного рассеяния // Оптика атмосферы и океана. 2014. – Т. 27, № 4. – С. 284–290.

2. Dolenko T. A., Churina I. V., Fadeev V. V., Glushkov S. M. Valence band of liquid water Raman scattering: some peculiarities and applications in the diagnostics of water media // J. Raman Spectroscopy. 2000. Vol. 31. P. 863–870.

3. Rull F., De Saja J. A. Effect of electrolyte concentration on the Raman spectra of water in aqueous solutions // J. Raman Spectroscopy. 1986. Vol. 17. No. 2. P. 167–172.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ВОДОНЕФТЯНЫХ ЭМУЛЬСИЙ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА

Корякина В.В.¹, Иванова И.К.^{1,2}, Семенов М.Е.¹

1 - Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,

KoryakinaVV@ipng.ysn.ru

*2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

Высокообводненные эмульсии нефти являются достаточно устойчивыми системами, которые малоэффективно разделяются на составные фазы традиционными методами, а их обезвоживание является трудоемким и энергозатратным процессом [1].

Сегодня существуют нетрадиционные технологические разработки по совместной транспортировке эмульсий нефти и газа, например технология Hydra Flow [3], основанные на принципе превращения газа в твердое гидратное состояние, диспергированное в эмульсионной среде. Метод также привлекателен с точки зрения конечного результата транспортировки сырья, при котором происходит разделение эмульсии нефти на составные фазы и свободный газ.

Целью работы являлось изучение агрегативной устойчивости эмульсий нефти с различным водосодержанием в процессе образования гидратов природного газа.

В качестве органической фазы эмульсий использовали нефть Иреляхского ГНМ со средней плотностью (0,855 г/см³), подробный состав которой приведен в [2]. Эмульсии нефти готовили путем смешивания дистиллированной воды и нефти в массовых соотношениях 20:80, 40:60, 60:40 и 80:20.

В качестве газа-гидратообразователя был использован природный газ, содержащий (об.%): CH₄ – 92,87, C₂H₆ – 5,25, C₃H₈ – 1,21, *i*-C₄H₁₀ – 0,12, *n*-C₄H₁₀ – 0,12, N₂ – 0,38, CO₂ – 0,05.

Начальное давление газа при синтезе гидратов в эмульсиях нефти составлял 7,5 МПа. Синтез осуществляли при охлаждении системы со скоростью 0,1°/мин от 293К до 263К, и выдерживании при 263К до окончания синтеза, о котором судили по отсутствию падения давления в течение суток.

Устойчивость эмульсий нефти оценивали по данным дисперсного анализа капель водной фазы, а также по степени разделения эмульсий нефти на составные фазы после образования в их среде гидратов природного газа. Анализ был проведен по микрофотографиям, полученным под оптическим микроскопом «Olympus BX 41».

Установлено, что в процессе образования гидратов природного газа в среде эмульсий нефти происходит увеличение средних линейных размеров капель водной фазы эмульсий (рис.).

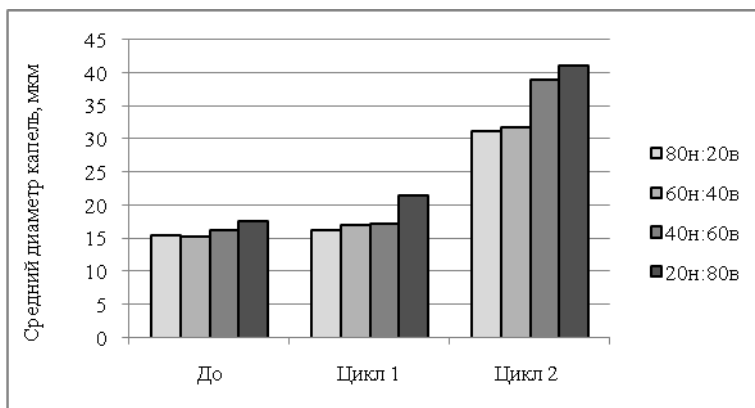


Рис. Средние диаметры капель эмульсий до и после первичного (Цикл 1) и вторичного (Цикл 2) образования в их среде гидратов природного газа

Таким образом, после первичного гидратообразования происходит снижение устойчивости эмульсий, что приводит к усиленной коалесценции водных капель при вторичном гидратообразовании в их среде.

Установлено, что в результате гидратообразования эмульсии нефти разделяются на непрерывные составные фазы – водную и нефтяную (табл.).

Таблица

Объемная доля водной фазы, разделенной через образование гидратов природного газа

Образец	Вымораживание	Первичное гидратообразование	Вторичное гидратообразование
80н:20в	-	0,65	0,65
60н:40в	0,42	0,87	0,90
40н:60в	0,85	0,97	0,98
20н:80в	0,96	0,97	0,99

Установлено, что метод вымораживания эмульсий с низким содержанием воды (до 60 мас.%) в аналогичных температурных условиях не приводит к существенному их разделению, по сравнению с гидратообразованием. Показано, что в результате первичного образования гидратов природного газа в среде высокообводненных эмульсий (содержащих более 40 мас.% воды) происходит практически полное разделение эмульсий нефти, и повторное гидратообразование уже не приводит к существенному увеличению степени разделения эмульсий.

Таким образом, образование гидратов природного газа в среде эмульсий парафинистой нефти приводит к ее дестабилизации и практически полному ее разделению на составные фазы.

Работа выполнена в рамках Госзаказа №0377-2016-003, при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Саха (Якутия) (Проект № 18-45-140035), а также со стороны Минобрнауки России в рамках выполнения базовой части государственного задания (Проект 10.7697.2017/ВУ «Организация проведения научных исследований»)

Литература:

1. Глущенко, В.Н. Обратные эмульсии и суспензии в нефтегазовой промышленности / В.Н. Глущенко. - М.: Интерконтакт Наука, 2008. – 725 с.
2. Чалая О.Н., Зуева И.Н., Каширцев В.А., Трущелева Г.С., Лифшиц С.Х. Состав и свойства нефтей Иреляхского месторождения // Материалы конференции:

Физико-технические проблемы добычи, транспорта и переработки нефти и газа в северных регионах. – 2002. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. С. 201–207.

3. Azarinezhad, R. HYDRAFLOW: A Multiphase Cold Flow Technology for Offshore Flow Assurance Challenges / R. Azarinezhad, A. Chapoy, R. Anderson, B. Tohidi //Offshore Technology Conference. – 2008. – P.19485. – DOI: 10.4043/19485-ms.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ДИНАМИКА САМОВОССТАНОВЛЕНИЯ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕННЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ ЗАПАДНОЙ И АРКТИЧЕСКОЙ ЗОН ЯКУТИИ

**Лифшиц С.Х., Глянцева Ю.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н.,
Неустроева Н.И.**

Институт проблем нефти и газа, г. Якутск, gchlab@ipng.ysn.ru

По мнению специалистов запасов нефти из разведанных источников в России может хватить приблизительно еще на 30 лет [3]. В связи с этим ведутся поисковые работы по открытию новых месторождений. Геологи полагают, что основные углеводородные запасы находятся в Арктической зоне. Вследствие этого территория Арктики рассматривается как наиболее перспективная для развития нефтегазовой отрасли. Однако суровый климат, наличие вечной мерзлоты накладывают свои ограничения на освоение этого региона. Его развитие сопряжено с необходимостью решения очень многих экологических задач. Необходимо помнить, что возникновение аварийных, чрезвычайных ситуаций также более вероятно при эксплуатации оборудования, сооружений в экстремальных климатических условиях. Вследствие этого уже сейчас, до интенсивного техногенного вмешательства необходимо разработать эффективные методы борьбы с нефтяными загрязнениями. Даже на территориях с благоприятным климатом процессы самовосстановления почв от загрязнений нефтью длятся годы, порой десятилетия, если разливы были велики. Интересно сопоставить динамику самовосстановления нефтезагрязненных мерзлотных почв в Арктической зоне с другими районами Якутии, например, с ее западной частью. Ранее нами была исследована динамика самовосстановления почв в условиях криолитозоны на примере территории бывшего нефтепровода «Талакан-Витим», Западная Якутия [1]. Территории Арктической и Западной зон Якутии

характеризуются наличием криолитозоны. Однако погодно-климатические условия в зоне Арктики значительно более суровые. Арктическая зона характеризуется более длительным периодом отрицательных температур, неразвитым тощим почвенным покровом, карликовой высшей растительностью. Как это отражается на процессах самовосстановления почв от нефтезагрязнений? Удастся ли северным почвенным экосистемам самостоятельно справиться с нефтезагрязнением?

Для ответа на поставленные вопросы были исследованы образцы почв, отобранные с территории бывшего нефтепровода «Талакан-Витим» с 12-летним сроком загрязнения и с Нижнеколымской нефтебазы с приблизительно таким же сроком давности загрязнения. Восстановительные мероприятия ни в том, ни в другом случае не проводились.

Уровень нефтезагрязнения образцов почв определяли методом холодной хлороформенной экстракции. Далее хлороформенные экстракты (ХЭ) исследовали методами ИК-Фурье спектроскопии, жидкостно-адсорбционной хроматографии и хроматомасс-спектрометрии. Согласно характеру ИК-спектров в обоих случаях нефтезагрязнение подверглось процессам окислительной деструкции. Однако дальнейшие исследования показали, что в составе ХЭ проб почв с территории нефтепровода «Талакан-Витим» углеводородная фракция составляет 37,6%, в то время как с территории Нижнеколымской нефтебазы 64,9% (табл.).

Таблица

Групповой состав хлороформенных экстрактов

Место отбора	ХЭ, %	Групповой состав ХЭ, %				
		УВ	бенз.см.	с/б см.	Σсмол	асф.
Нижнеколымская нефтебаза	3,459	64,9	5,5	10,4	15,9	19,2
Талакан-Витим	8,581	37,6	13,2	44,5	57,7	4,7

Примечание: ХЭ – хлороформенный экстракт; УВ – углеводороды; бенз.см. – бензолные смолы; с/б см – спирто-бензолные смолы; асф. – асфальтены

Для свежих загрязнений вклад углеводородной фракции обычно приближается к 70–80%, для фоновых проб почв обычно колеблется в диапазоне 5–15%. Т.е. в случае территории нефтепровода «Талакан-Витим», несмотря на более высокий уровень нефтезагрязнения, процессы окислительной деструкции прошли значительно глубже. Об этом свидетельствует и распределение индивидуальных углеводородов в углеводородных фракциях ХЭ исследуемых образцов (рис.).

В случае проб с территории нефтепровода (рис., кривая В) масс-хроматограмма характеризуется наличием «горба», который обычно обусловлен высоким содержанием в составе углеводородной фракции неразделенных высокомолекулярных метаново-нафтенных и нафтенно-ароматических соединений [2]. Индивидуальные алифатические алканы практически отсутствуют, т.е. все подверглись биodeградации, даже наиболее устойчивые к этим процессам изопреноиды. В случае проб почв с Нижнеколымской нефтебазы (рис., кривая А) распределение индивидуальных углеводородов очень близко к таковому для нефтей. Т.е. в ХЭ почв Арктической зоны присутствуют н-алканы ($nC_{12} - nC_{23}$), которые в первую очередь подвергаются процессам биodeградации [2]. Можно предположить, что в условиях Арктики процессы биodeградации практически не протекают, или их скорость чрезвычайно мала.

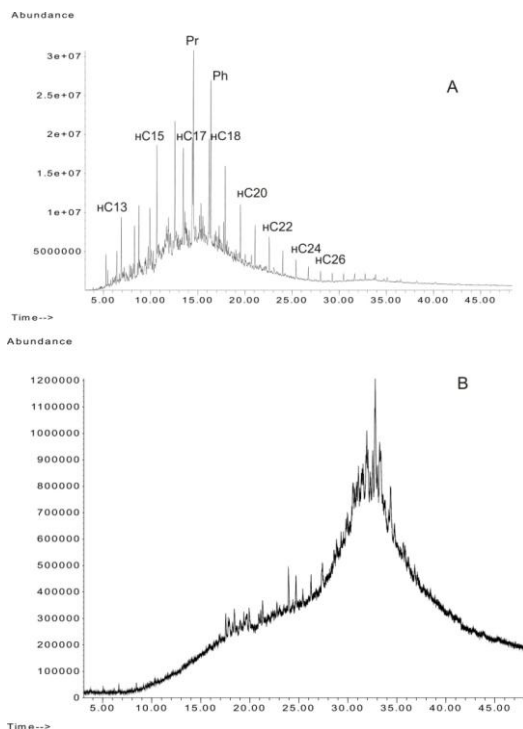


Рис. Масс-хроматограммы углеводородных фракций ХЭ почвенных проб: А – Нижнеколымская нефтебаза; В – территория бывшего нефтепровода «Талакан-Витим»

Обычно, при попадании нефти в почву трансформация нефтезагрязнения протекает под влиянием следующих факторов: физико-химических, связанных с окислительной деструкцией, и биodeградацией под влиянием содержащихся в почвах аборигенных углеводородокисляющих микроорганизмов. Вероятно, в случае Арктической зоны окислительная деструкция нефтезагрязнения протекала преимущественно под влиянием физико-химических факторов. Однако скорость этих процессов невелика. Об этом свидетельствует высокое содержание углеводородной фракции в составе ХЭ.

Таким образом, несмотря на то, что исследуемые территории характеризуются наличием криолитозоны, динамика самовосстановления нефтезагрязненных почв у них разная. Самовосстановление почв Арктической зоны протекает крайне медленно даже в сравнении с другими районами Якутии, что требует разработки специальных мероприятий по восстановлению Арктических территорий от нефтезагрязнений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, Проект №18-45-140009 p_a

Литература:

1. Лифшиц С.Х., Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Самовосстановление нефтезагрязненных почв криолитозоны на примере территории бывшего нефтепровода «Талакан-Витим» // Сб. мат-лов XIV Межд. научн. конгресса «Интерэкспо ГЕО-Сибирь» 23-27 апреля 2018 г. Новосибирск: СГУГиТ, 2018. Т. 1. С.199–206.
2. Петров Ал.А. Углеводороды нефти. М.: Наука. 1984. 264с.
3. Тимурзиев А.И. «Октябрьские тезисы», или о начале второго этапа подготовки научной революции по смене парадигмы нефтегазовой геологии в России //Недропользование – XXI век. 2017. №1. С. 116–120.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Новиков Д.А.^{1,2}, Хилько В.А.¹, Черных А.В.¹, Дульцев Ф.Ф.¹,
Юрчик И.И.¹**

*1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО
РАН, г. Новосибирск*

NovikovDA@ipgg.sbras.ru

*2 – Новосибирский национальный исследовательский государственный
университет, г. Новосибирск*

Пластовая температура является одним из основных факторов, определяющих степень преобразованности рассеянного органического вещества горных пород, газо- и нефтеобразования, формирования и

сохранения залежей УВ. Именно от температуры зависят физико-химические свойства и фазовое состояние газов, нефти и воды в пластовых условиях [1]. Общие вопросы геотермии и теплового потока обсуждаются как в теоретическом, так и в экспериментальном плане в работах К.Ф. Богородицкого, Ю.П. Булашевича, М.С. Бурштара, В.И. Вернадского, В.В. Гордиенко, В.Н. Дахнова, Д.И. Дьяконова, В.М. Кошляка, Р.И. Кутаса, Е.А. Любимовой, С.В. Лысак, Б.Ф. Маврицкого, Ф.А. Макаренко, И.В. Машкова, В.А. Покровского, Я.Б. Смирнова, Е.В. Стадника, Г.М. Сухарева, Н.М. Фролова, А.Г. Череманского, А.В. Щербакова и других. Геотермические исследования играют большую роль при решении задач нефтяной геологии, связанных с выявлением геотермических параметров нефтегазовоносных пластов, величины теплового потока, теплопроводности пород [2-5, 7-8, 10, 12]. Вендские отложения Сибирской платформы представлены четырьмя региональными горизонтами (снизу-вверх): непским, вилючанским, тирским и даниловским. При этом следует отметить невысокую гидрогеологическую и геотермическую изученность вендских отложений Сибирской платформы, к которым приурочены более 50% начальных суммарных ресурсов газа и около 18% суммарных геологических ресурсов нефти [6].

На большей части рассматриваемой территории температурный градиент в соленосной формации под мерзлыми породами (а также в южных районах, где мерзлота имеет основной характер) не превышает 1,1–1,4 °C/100 м; в осинском горизонте и в даниловской свите - 1,6–1,9; в рифейском и вендском комплексах - 2,7–3,4; в целом по разрезу - в среднем около 1,5 °C/100 м. Наиболее холодное температурное поле установлено в северной части Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), Анабарской и Алданской антеклиз, где значения геотермических градиентов составляют от 0,7 до 1,5 °C/100 м и менее. Наиболее высокой напряженностью геотемпературного поля в рассматриваемом регионе характеризуются центральные районы и западный склон Ангара-Ленской ступени, где тепловые потоки превышают 40–50 мВт/м². Умеренные его уровни, составляющие 30–40 мВт/м², преобладают в пределах Ангара-Ленской ступени и в центральных районах НБА. Наиболее же низкие значения температур, суммарных геотермических градиентов и тепловых потоков наблюдаются в северо-восточных районах НБА, где тепловые потоки снижаются до величин 20–30 мВт/м² и менее [9, 11].

Пластовые температуры в кровле непского горизонта имеют такой же характер распространения, максимальные температуры отмечены пределах Северо-Ботомоютской и Южно-Ботомоютской котловин, где они достигают 200°C, также повышенные температуры на западе и севере изучаемого региона в Курейской и Присаяно-Енисейской синеклизах (рис. 1).

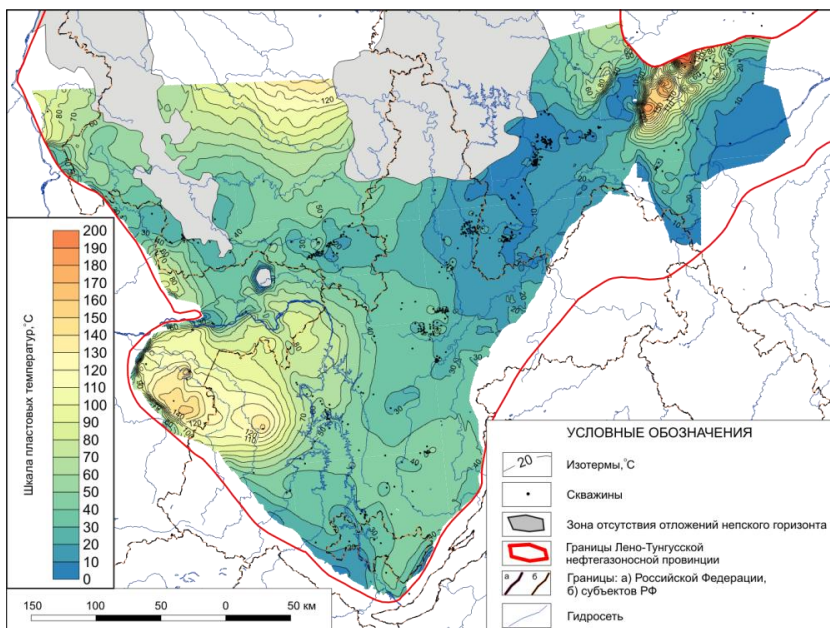


Рис. 1. Карта пластовых температур в кровле нефского горизонта

Минимальные температуры (менее 20°С) выявлены на северо-востоке и западе изучаемой территории и приурочены к Мирнинскому выступу и Чичиканскому куполовидному поднятию. В целом на остальной территории температуры колеблются от 30–40 до 70–80 °С. В кровле тирского горизонта максимальные пластовые температуры до 180 °С и имеют такую же приуроченность к тектоническим элементам, как и в кровле нефского горизонта.

Полученная картина распределения пластовых температур дает значительно более детальное представление о геотемпературных условиях рассматриваемой территории. Очевидно, что при ее освоении особое значение имеют районы с пониженными температурами, поскольку их следствием является высокая вязкость нефтей. Максимально низкие температуры установлены для трех из них: крайняя южная окраина Ангаро-Ленской ступени, узкая зона, примыкающая к Чадобецкому выступу и восток – северо-восток НБА. Происхождение первых двух из этих зон очевидно – породы подсолевой формации здесь залегают на небольших глубинах и выходят на поверхность, не представляя интереса в отношении нефтегазоносности, тогда как северо-восточный склон НБА промышленно нефтегазоносен, а низкие температуры в его пределах

связаны с максимально глубоким охлаждением осадочного чехла в период формирования криогенной толщи. Кроме связи температуры нефтегазоносных пород с палео- и современными климатическими условиями, полученные данные возможно подтверждают взаимосвязь величин глубинного теплового потока с возрастом кристаллических пород фундамента, о чем свидетельствуют на 10–30 мВт/м² более низкие значения теплового потока и наиболее низкий фон геотемпературного поля в восточной части Сибирской платформы, где породы фундамента значительно древнее, чем на западе.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

Литература:

1. Богомолов Г.В., Силин-Бечкурин А.И., Духанина В.И. и др. Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур. Минск: Наука и техника, 1971. 336 с.
2. Богомолов Г.В., Мухин Ю.В., Балакирев Ю.А. и др. Гидродинамика и геотермия нефтяных структур / Под ред. академика АН СССР Г.В. Богомолова. Минск: Наука и техника. 1975. 239 с.
3. Гуревич А.Е., Капченко Л.Н., Кругликов Н.М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 270 с.
4. Дульцев Ф.Ф., Новиков Д.А. Геотермическая зональность Предъенисейского осадочного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 11. С. 6–15.
5. Дьяконов Д.И. Геотермия в нефтяной геологии. М.: Гостоптехиздат, 1958. 277 с.
6. Кушмар И.А., Григоренко Ю.Н., Белинкин В.А., Ананьев В.В., Губина Е.А. Нефть и газ Восточной Сибири. СПб.: Недра, 2006. 100 с.
7. Новиков Д.А. Вертикальная геотермическая зональность северных районов Западной Сибири и акватории Карского моря // ГЕО-Сибирь-2011. Т. 2. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Ч. 2: Сб. матер. VII Междунар. научн. конгресса. 2011. С. 57–61.
8. Новиков Д.А., Кох А.А. Геотермическая модель юго-западной части Курейской синеклизы в связи с нефтегазоносностью // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 110–117.
9. Новиков Д.А., Черных А.В., Юрчик И.И., Дульцев Ф.Ф., Хилько В.А. Гидрогеохимия терригенного комплекса венда Сибирской платформы // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Материалы третьей Всероссийской научной конференции с междунар. участием (г. Чита, 20-25 августа 2018 г.). 2018. С. 456–460.
10. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М: Недра, 1968. 316 с.

11. Черных А.В., Новиков Д.А., Дульцев Ф.Ф., Юрчик И.И., Хилько В.А. Генетические особенности рассолов вендских отложений Сибирской платформы // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием) (г. Новосибирск, 18-22 июня 2018 г.). 2018. С. 525–531.

12. Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development. 2017. Т. 44. № 5. С. 780–786.

ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Петров Д.М.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, qanala@mail.ru

На востоке Республики Саха (Якутия) обширные территории попадают в поле развития мезозойид Верхоянско-Чукотской горно-складчатой области. Исследуемые территории охватывают обширную область субширотного простирания, сопряженную с шельфом Восточно-Сибирского моря и содержащую в себе целый ряд полигенетических в геологическом отношении континентальных районов, суммарной протяженностью более 1200 км. В ее пределах, прослеживаемых от залива Буор-Хая до устья р. Колымы на севере и до отрогов Илин-Тасского хребта на юге, по геоморфологическим и геолого-геофизическим данным выделяется ряд депрессий разных размеров и с различным геологическим строением.

Формирование мезозойского структурного комплекса происходило преимущественно на фоне сближения Восточно-Сибирского и Восточно-Арктического литосферных мегаблоков с участием Тихоокеанского. Консолидация этих блоков, а также расположенных между ними новообразованных структурных элементов не была полной и в итоге оставались участки своеобразной «структурной тени», где мезозойская складчатость носила ослабленный характер. Возраст складчатости несколько различен в разных частях зоны, - от конца позднеюрской эпохи на востоке до начала раннемеловой эпохи на западе [6].

В Тастахском прогибе выделяется глубокая осевая часть, которая выполнена слабодислоцированными мезозойскими отложениями, и краевые части, где мезозойские отложения дислоцированы, часто прорваны гранитоидами. Краевые части отделены от осевой части

глубинными надвигами. Таким образом, осевые и краевые части рамповых геоструктур являются совершенно различными геологическими образованиями. Кроме того, здесь не исключено наличие относительно крупных блоков докембрийской континентальной коры, слабо переработанные в мезозое, в пределах которых перспективными могут оказаться позднедокембрийский и палеозойский комплексы.

Индигино-Зырянский прогиб. Наиболее крупная отрицательная структура на северо-востоке Якутии. Площадь 60–70 тыс. км². Протягивается на 480 км вдоль северо-восточных предгорий Момского хребта и имеет ассиметричное строение. Наиболее прогнутый юго-западный борт прогиба осложнен чешуйчатыми надвигами, в которые вовлечены верхнеюрские и меловые отложения предгорий Момского хребта. Время заложения прогиба верхняя юра. Время осложнения надвиговыми дислокациями – поздний миоцена-ранний плиоцена [6]. Здесь перспективы нефтегазоносности связываются зырянским комплексом отложений [1, 2].

Приморский прогиб. Электроразведочные исследования методом МТЗ в пределах Приморской низменности позволили оконтурить по геоэлектрическим параметрам области развития мезокайнозойских впадин, а также выделить на площади работ два основных типа геоэлектрического разреза. Перспективы нефтегазоносности могут быть связаны с отложениями второго, относительного проводящего геоэлектрического комплекса, который по данным МТЗ присутствует в значительных мощностях вплоть до 2 км в пределах практически всех мезокайнозойских впадин [5].

Особый интерес вызывает зона Приколымских поднятий. Здесь обособляется крупный Колымо-Омолонский супертеррейн [6], состоящий из различных блоков. Здесь наиболее распространены карбонатные блоки. Приколымский блок имеет субмеридиональное простирание и представлен выходами кристаллического фундамента, перекрытого чехлом терригенно-карбонатных отложений рифея. Выше залегают палеозойские осадочные отложения, имеющие сходство с разновозрастным карбонатным чехлом Сибирской платформы. Для девона характерна высокая битумонасыщенность пород, в карбоне карбонатное осадконакопление сменяется кремнистым, что свидетельствует о начале накопления глубоководных осадков. Мелкие карбонатные блоки (Полоусненский, Селеняхский, Омудевский и др.) очень похожие по своему внутреннему строению на Приколымский расположены в районе хребтов Черского и Полоусного. Единственным существенным отличием от Приколымского

блока является отсутствием вскрытого докембрийского основания. Здесь, по комплексу данных и прямых признаков [3, 4, 7] перспективы нефтегазоносности связываются сордовикско-нижнекаменноугольными отложениями.

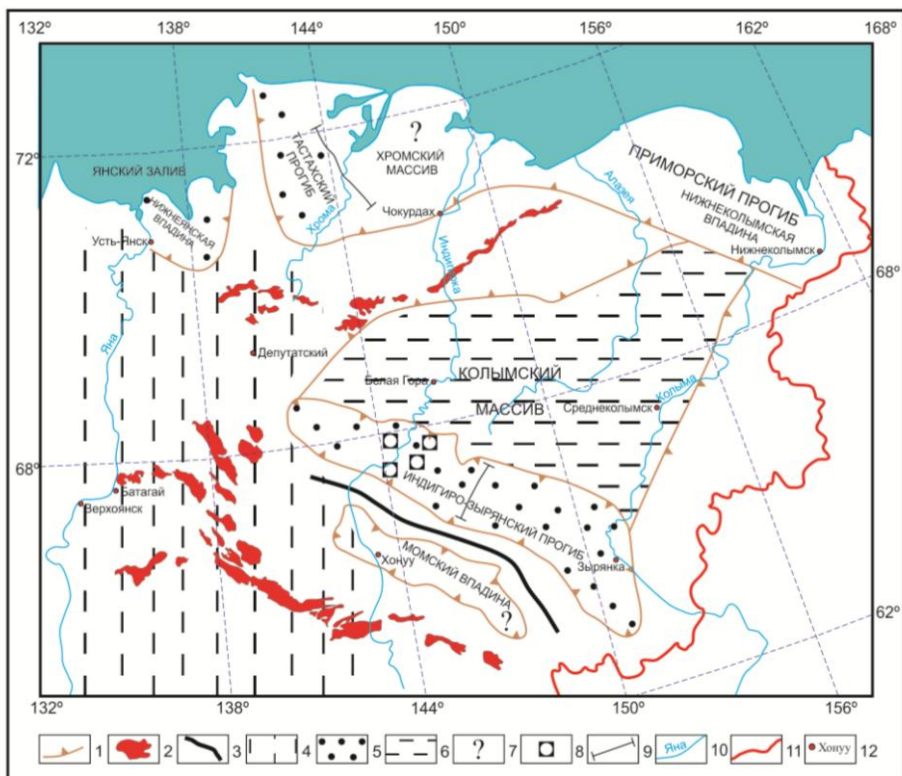


Рис. 1. Обзорная карта размещения потенциально нефтегазоносных территорий Восточной Якутии. (по материалам АО «Якутскгеология», АО «Якутскгеофизика», ВНИГРИ): 1 – границы крупных приморских депрессий, межгорных впадин и поднятий; 2 – зона развития гранитоидов нижнеюрского возраста; 3 – осевая часть Илья-Тасского антиклиналя; 4 – мезозойды Верхояно-Колымской горно-складчатой системы; 5–7 – потенциально нефтегазоносные территории: 5 – перспективные с относительно высокой степенью изученности, 6 – слабо изученные перспективные, 7 – слабо изученные с неясными перспективами нефтегазоносности; 8 – структурно-параметрические скважины; 9 – сейсмопрофили; 10 – реки; 11 – административная граница Республики Саха (Якутия); 12 – населенный пункт

До настоящего времени вопросы перспектив нефтегазоносности территорий Восточной Якутии остаются дискуссионными. Для более обоснованного прогнозирования перспектив нефтегазоносности рассмотренных территорий необходимо постановка глубокого опорного бурения в ряде перспективных площадей. Именно бурение опорных скважин в середине 20-го века обеспечило открытие месторождений УВ Западной Якутии. В современных реалиях, геологоразведочные работы для подготовки глубокого бурения в пределах Восточной Якутии целесообразно начинать с прямой газогеохимической съемки с последующим подключением геофизических методов исследований.

Проведение вышеуказанных работ несомненно приведет к выявлению месторождений углеводородов.

Литература:

1. Гайдук В.В., Гриненко О.В., Имаев В.С., и др. Перспективы нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба// Геологические и экономические аспекты освоения нефтегазовых ресурсов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 85–91.
2. Каширцев В.А., Гайдук В.В., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Геохимия биомаркеров и катагенез органического вещества меловых и кайнозойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба// Геология и геофизика, 2012. – т. 53, № 8. С. 1027–1039.
3. Ларичев А. И., Соболев П. Н. Изучение верхнедевонских и палеозойских отложений Омурского поднятия с целью прогноза нефтегазоносности : отчет. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2002. 273 с.
4. Мигурский Ф. А. Перспективы нефтегазоносности Омурского поднятия : автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2007. С. 19.
5. Ситников В.С., Спектор В.Б. Геолого-геофизические особенности строения и развития потенциально нефтегазоносных территорий севера Якутии // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1998. С. 21–31.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
7. Шишкин В. А., Ганов А. П. Перспективы нефтегазоносности южной части Тасканской структурной зоны Омурского поднятия// Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 2. С. 8–13.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗЛОЖЕНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА МЕТОДОМ ДТА

Портнягин А.С.

*Институт проблем нефти и газа ЯНЦ СО РАН, г. Якутск,
al22021982@mail.ru*

Дифференциально-термический анализ (ДТА) – метод исследования физических и химических превращений, сопровождающихся выделением или поглощением тепла. Сущность метода заключается в измерении разностей температур между исследуемым и эталонным (близкое по значениям теплоемкости и теплопроводности вещество, которое в исследуемом диапазоне температур не испытывает никаких структурных и фазовых изменений) образцами при их идентичном нагреве или охлаждении. Таким образом возникающая разность температур при одновременном нагреве или охлаждении образцов обуславливается эндо- или экзотермическими превращениями в исследуемом образце [3].

Впервые этот метод был применен Ле-Шателье в 1887 году для исследования глинистых минералов. Далее, с появлением предложенной Аустином «дифференциальной схемы» метода, и в дальнейшем усовершенствованной Хоулдсворсом и Каббом в 1923 году, метод ДТА стал широко применяться для структурных исследований [1].

Применение ДТА анализа для исследования физико-химических свойств газовых гидратов началось в 40-е годы XX века и продолжается до сих пор. Значительный вклад в развитие техники и методологии изучения, физико-химических и теплофизических свойств газовых гидратов внес А.Г. Гройсман, выпустивший в 1985 году монографию «Теплофизические свойства газовых гидратов» [2]. Однако изложенные в монографии описание установки и методика исследования теплофизических свойств газовых гидратов методом ДТА, очень сложны и излишне прецизионны для решения поставленных перед нами задач.

В отличие от установки, имеющей сложную конструкцию измерительной ячейки обеспечивающей изучение адиабатических процессов, предложенная нами установка имеет менее сложное строение. Основным элементом установки является камера высокого давления (рис. 1), разработанная в ИНХ СО РАН (г. Новосибирск) под руководством А.Ю. Манакова. Внутри камеры расположена измерительная ячейка (4), состоящая из двух равноудаленных от стенок камеры, одинаковых кювет из инертного полимера (3). В одну из кювет помещали необходимое количество исследуемого вещества, в нашем случае в роли исследуемого вещества выступила дистиллированная вода, выступающая в качестве среды гидратообразования, в то время как вторая кювета-сравнения

оставалась пустой. Далее измерительную ячейку размещали в стакане камеры высокого давления (1) и закрывали крышками (2) с интегрированными в нее термопарами КТХА (6, 7) таким образом, чтобы термопары размещались в центре сечения кювет и погружались до половины уровня размещенного в кювете вещества. Затем, камера герметизируется с помощью актюатора на резьбовом соединении, гарантированно обеспечивающем герметизацию камеры до 15 МПа избыточного давления. Далее в камеру из баллона (12) с сжатимированным природным газом подается газ гидратообразователь до значения приборного давления равному 8 МПа. Далее камера помещалась в воздушный термостат «MIR - 256» фирмы Sanpuo (Япония) (11), запрограммированный на изменение или поддержание необходимой температуры по мере хода эксперимента. Датчики температуры и давления подключались к системе сбора и обработки данных МИТ-8 (13), и посредством специального программного продукта производился сбор, накопление и первичная обработка полученных данных.

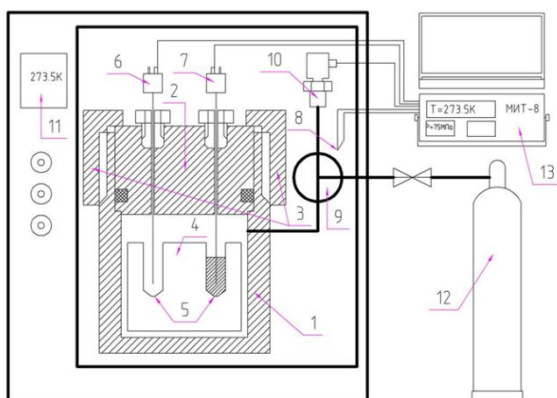


Рис. 1. Схема установки для исследования гидратов методом ДТА анализа

В ходе эксперимента были получены следующие зависимости измеряемых параметров от времени (рис. 2): температуры исследуемого вещества (1), температуры эталонного вещества (2) и давления внутри камеры (3).

Видно, что есть явные расхождения между показателями температур снятых с термопар сравнения и измерительной термопары, которые говорят о произошедших изменениях в структуре воды. Наиболее вероятно, что с понижением температуры до околонулевых значений происходит трансформация воды из жидкого состояния в смесь льда и

газового гидрата, с последующей диссоциацией которых при повышении температуры.

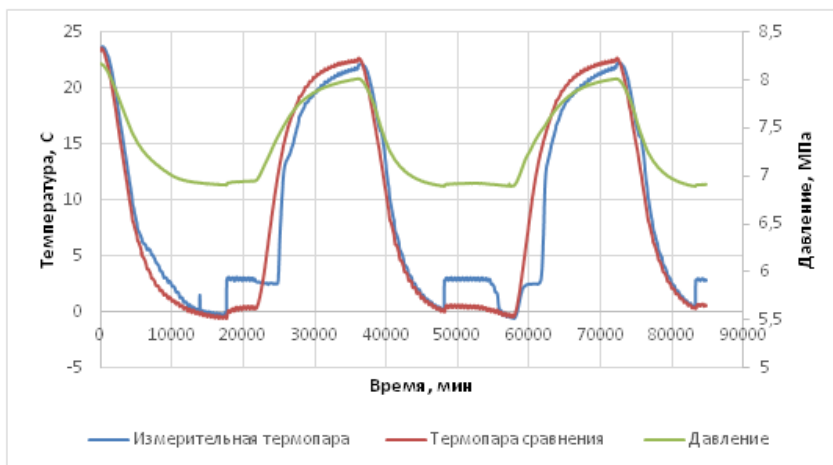


Рис. 2. Зависимость температуры и давления от времени в процессе гидратообразования

Рассчитав разницу между показаниями термопар (dT), можно увидеть следующую картину:



Рис. 3. Зависимость dT и температуры среды от времени

На рисунке 3 видно, что процесс кристаллизации воды в среде природного газа происходит уже при 7°C (1), что свидетельствует об образовании из воды и природного газа гидратов природного газа. При дальнейшем снижении температуры до 0°C появляется второй пик кристаллизации воды с образованием льда (2). При нагреве измерительной ячейки до 15°C происходит таяние льда, на что указывает пик диссоциации льда (3). Дальнейшее нагревание измерительной ячейки ведет к диссоциации полученного гидрата. Видно, что образованный гидрат природного газа из дистиллированной воды диссоциирует при температуре от 8 до 18°C (4).

Таким образом, показано, что на представленной установке для ДТА анализа, возможно выполнить работы по изучению образования и диссоциации гидратов природного газа из слабоминерализованных водных растворов как в свободном объеме, так и в насыщенной растворами пористой среде.

Литература:

1. Альмяшев В. И. Термические методы анализа // В. И. Альмяшев, В. В. Гусаров / Учеб. Пособие. СПб.: СПбГЭТУ (ЛЭТИ), 1999. 40 с.
2. Гройсман А. Г. Теплофизические свойства газовых гидратов // Новосибирск: Наука. 1985. 96 с.
3. Уэндландт У. Термические методы анализа // М.: Мир, 1978. 145 с.

ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА НА СЕВЕРЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Севостьянова Р.Ф.

*Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
rose_sevos@mail.ru*

История нефтегазообразования в верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы рассматривается с позиций историко-геологических. В соответствии с современными представлениями о стадийности нефтегазообразования в работе принято, что в процессе катагенетических превращений ОВ монотонно погружающейся осадочной толщи переживает протораннемезокатагенную (верхнюю) фазу интенсивного газообразования (ВФГ), главную фазу нефтеобразования (ГФН) и поздне-мезоапокатагенную (глубинную) фазу интенсивного газообразования (ГФГ) [1]. В соответствии с этим даже в монотонно погружающейся толще при наличии уже в протокатагенезе

ловушек формирование залежей идет многостадийно: УВ, аккумуляровавшиеся в ранние фазы нефтегазообразования, рассеиваются, новые порции их поступают в ловушки.

В соответствии представлениями о глубинах, на которых реализуются отдельные подэтапы катагенеза, а также данными битуминологии для рифейских, вендских и ниже-среднепалеозойских отложений Сибирской платформы принята следующая зональность нефтегазообразования: 500-1500 м – верхняя зона интенсивного газообразования; 1500-2500 м – зона начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования; 2500-4500 м – главная зона нефтеобразования; 4500-5400 м – зона затухания процессов нефтеобразования [4].

Еще более сложно протекает процесс нефтегазообразования в толще, погружение которой имеет прерывистый характер, особенно когда оно сменяется длительным воздыманием. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление – процессы длительные, многостадийные, прерывистые, так что схема монотонно погружающейся осадочной толщи – очень приближенная.

В отложениях рифея, судя по находкам и составу нафтидов, нефтегазообразование началось еще в довендские этапы развития платформы [1]. В течение длительного континентального перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего венд-нижекембрийской трансгрессии, эти залежи в главной своей массе были, видимо, разрушены. Современные перспективы нефтегазоносности рифея можно связывать главным образом с возобновлением в фанерозое генерации УВ в этих комплексах в районах, где ОВ сохранило к его началу в той или иной мере генерационный потенциал.

В базальных слоях вендского терригенного комплекса, там, где он формировался в краевых прогибах и имеет значительную мощность, генерация газа началась еще в венде, а к концу венда эти отложения погрузились в главную зону нефтеобразования (ГЗН). Во внутренних районах платформы генерация УВГ в вендских отложениях началась в раннем кембрии.

Эта первая генерация протораннемезокатагенного газа, если и имела место аккумуляция его в ловушки, не сохранилась. Газ полностью рассеялся [1].

Время реализации ГФН на юго-восточном склоне Непско-Ботубинской антеклизы в отложениях венда имела место в основном в ордовике и силуре, на северо-восточном склоне в позднем палеозое.

В карбонатно-соленосных отложениях нижнего – среднего кембрия время реализации ГФН в пределах Непско-Ботубобинской антеклизы она имела место в девоне.

На территории Курейской и Присяно-Енисейской синеклиз, в наиболее погруженной части Вилуйской гемисинеклизы и в Предбайкальском прогибе во время максимального погружения венд-нижнекембрийские комплексы опустились в ГЗГ. В последнем районе определенное влияние на нефтегазообразование и современное размещение залежей УВ оказал, видимо, мезозойский динамокатагенез [1].

Как известно, по мере роста максимальных глубин погружения нефтегазопроизводящих отложений после выхода их из ГЗН газ становится все более сухим, все в большей мере уменьшается содержание в нем конденсата. Именно такая закономерность наблюдается, по крайней мере, для залежей, максимальная палеоглубина погружения которых превышает 3 км. Не менее важна четкая корреляция между изотопным составом углерода в метане и первым показателем «сухости» УВГ – чем более «сухие» УВГ, тем более изотопно тяжелый в них углерод метана.

Погружение нефтегазопроизводящих и нефтегазосодержащих отложений в ГЗГ должно было привести во-первых, к катагенетическим превращениям нефтей, к конденсации асфальтово-смолистых компонентов, к ухудшению их растворимости и частичному выпадению из жидкой фазы. Во-вторых, к интенсивной генерации УВГ и низкокипящих жидких УВ, их миграции и аккумуляции в ловушки, как в пределах самих синеклиз, так и в зонах нефтегазонакопления, их окружающих.

Это должно было привести к двум эффектам.

1. Поступая в ловушки, уже заполненные нефтью, конденсатный газ должен был оттеснять ее частично либо полностью из ловушек, что должно было вести к переформированию и частичному разрушению залежей.

2. Помимо чисто «аккумуляционного» воздействия, поступавшие в ловушку жидкие и газообразные УВ меняли состав УВ флюидов и сложившееся между ними фазовое равновесие в ловушке. Принципиально эти изменения могли идти также несколькими путями. Если газ был недонасыщен конденсатом, то при соответствующих термодинамических условиях часть бензиновых и керосиновых фракций нефти могла растворяться в нем и переходить в конденсатное состояние, сокращая объем жидкой фазы. Естественно, остаточная нефть при этом, утяжелялась. Если при поступлении в ловушку давление и температура газовой фазы снижались, то при этом мог иметь место обратный эффект.

Конденсат выпадал из ретроградного раствора, обогащая нефть легкими фракциями, что должно было усиливать выпадение асфальтенов из нефтей, удаление их из жидкой фазы.

В наибольшей мере описанные эффекты должны были проявиться в венд-нижнекембрийском терригенном комплексе, а пространственно – в северо-восточной части Непско-Ботубинской антеклизы.

Продуктом таких превращений переформирования залежей за счет изменений термодинамических условий в залежах являются, скорее всего, легкие алифатические нефти в терригенном комплексе, а возможно, и в осинском горизонте на юге платформы и на юго-западном склоне Непско-Ботубинской антеклизы.

Миграция значительных масс нефти и УВГ из депрессий на поднятия типа Ангаро-Ленской, Непско-Ботубинской антеклиз и Катангской седловины, хорошо согласуется с палеогидрогеологическими данными, свидетельствующими о наличии в пределах этих структур древних и длительно существовавших зон разгрузки. Последнее создавало благоприятные условия для вертикальной миграции нефти и газа в зонах нарушений и трещиноватости, а также в зонах гидрогеологических окон в флюидоупорах [3].

По мнению Д.И. Дробота и Р.Н. Пресновой, такие условия имели место в сводовой части Непско-Ботубинской антеклизы [2]. Судя по гидрогеологическим данным, аналогичные условия могли иметь место и вдоль северо-западного склона Непско-Ботубинской антеклизы. О важной роли зон внутренней разгрузки в выделении УВ в свободную фазу и аккумуляции их в ловушки свидетельствует приуроченность именно к таким зонам многих месторождений.

Литература:

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М: Недра, 1981. 552 с.
2. Дробот Д.И., Преснова Р.Н. Состав и свойства нефтей венда и кембрия Сибирской платформы// Советская геология. № 6. 1975. С.18–28.
3. Павленко В.В. Гидрогеохимические и палеогидрогеологические условия формирования и сохранение залежей нефти и газа вендских терригенных обнажений Иркутского нефтегазоконденсатного бассейна. – Автореф. дис.на соиск.учен.степ.к.г.-м.н. Москва, 1976. 33 с.
4. Сафронов А.Ф. Историко-генетический анализ процессов нефтегазообразования (на примере востока Сибирской платформы). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 148 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА ИЗ ФОРМОВАННОГО ЛЬДА

Семенов М.Е., Портнягин А.С., Корякина В.В.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
al220282@mail.ru

В настоящее время одной из основ государственной политики Российской Федерации (РФ) в Арктике является необходимость существенного прироста балансовых запасов и начала работ по освоению нефтегазовых месторождений Арктической зоны РФ. Реализация этой программы требует решения вопросов утилизации попутного нефтяного газа (ПНГ), а также хранения и транспортировки углеводородного сырья. Одним из перспективных методов утилизации ПНГ является их перевод в твердое гидратное состояние, с последующим хранением в толще многолетнемерзлых грунтов [2, 8]. Наиболее подходящим способом получения гидратов в условиях Арктики является их синтез из льда при термоциклировании системы [3, 4].

Впервые целесообразность получения гидратов из ледяной пыли и газа была показана в работе R.M. Barger и D.I. Ruzicka [7], в которой эффективность этого процесса обуславливалась наличием развитой площадью поверхности контакта между твердой и газообразной фазами. В работах [1, 5] показано, что степень превращения мелкомолотых ледяных частиц с размерами $0,2 \div 0,4$ мм в гидрат без термоциклирования системы достигает значения 95 % за ~ 140 часов.

Исследования особенностей кинетики образования гидратов при плавлении льда представлены в работах [9, 10]. Детальным изучением механизмов формирования гидратов оптическими методами при плавлении частиц льда размерами менее 0,25 мм занимались L.A. Stern с соавторами [12].

Таким образом, анализ литературы показал отсутствие публикаций, посвященных исследованию процесса гидратообразования из более крупных фракций льда (> 10 мм).

Целью работы является изучение кинетики образования и морфологии гидратов природного газа (ГПГ), синтезированных из крупного формованного льда при термоциклировании системы.

В качестве газа-гидратообразователя использовался природный газ (ПГ) Средневилюйского газоконденсатного месторождения (ГКМ). С целью подбора начальных условий синтеза гидратов были рассчитаны равновесные условия гидратообразования для данного состава природного газа согласно методике E.D. Sloan [13]. Путем замораживания дистиллированной воды объемом 10 мл получали заготовки формованного льда неправильной округлой формы со средним диаметром 3 см и высотой 2 см.

Методика получения гидратов из льда подробно описана в работах [3, 4]. Процесс получения синтетических газогидратов из льда начинается с загрузки в предварительно охлажденную камеру-реактор 100 г льда. Далее камера-реактор вакуумируется и нагнетается природным газом до достижения давления 50 атм. Далее производится проверка герметичности камеры-реактора путем ее выдержки в инкубаторе-холодильнике при температуре -10°C . Процесс синтеза гидратов природного газа осуществляется в циклическом температурном режиме нагревания/охлаждения со скоростью $1,2^{\circ}\text{C}/\text{час}$ в диапазоне температур от -5 до $+5^{\circ}\text{C}$ в течение 96 часов.

После завершения синтеза гидратов природного газа камеры-реакторы вскрываются при -10°C , затем фиксируется морфология и отбирается проба полученного газогидрата для изучения его газосодержания. Удельное газосодержание полученных гидратов (v , $\text{см}^3/\text{г}$) рассчитывали как соотношение объема выделившегося природного газа к массе, взятой для разложения навески гидрата [6].

На основании полученных экспериментальных данных были рассчитаны кинетические характеристики процессов образования ГПГ из формованного льда при помощи уравнения Аврами-Ерофеева-Колмогорова (АЕК), которое используется для анализа формальной кинетики твердофазных реакций [11]. Константы скорости реакций образования и разложения гидратов природного газа (K) были вычислены по соотношению Саковича [14].

Известно, что процессу получения гидратов из жидких фаз характерен длительный период индукции [13]. Установлено, что гидратообразование из твердой фазы льда при термоциклировании системы начинается уже с первых часов. Таким образом, гидратообразование из льда, при варьировании температуры системы ниже и выше нуля градусов, характеризуется отсутствием стадии индукционного периода, что вероятно связано с образованием переохлажденной воды на поверхности льда, а также хорошим отводом тепла, выделяющегося при образовании гидрата.

Установлено, что кинетические анаморфозы процесса гидратообразования из льда имеют вид прямой со средней величиной достоверности аппроксимации более 0.96, что свидетельствует о применимости уравнения АЕК.

Установлено, что процесс синтеза гидратов природного газа из формованного льда происходит преимущественно в диффузионной области ($p < 1$) со средней константой скорости превращения $7,7 \cdot 10^{-3} \text{ час}^{-1}$. Период полупревращения формованного льда в гидрат в диапазоне температур от -5 до $+5$ °C составляет в среднем 40 часов.

Установлено, что при заданном режиме термоциклирования в процессе синтеза формируются гидраты природного газа преимущественно трех морфологических типов: нитевидные – на верхней части гидратной массы; пористой округлой формы с сохранением исходной формы ледяных заготовок – в средней части гидратной массы; мелкодисперсной порошкообразной и слоистых наростов – на нижней части гидратной массы и на стенках реактора, соответственно. Установлено, что наиболее высоким удельным газосодержанием до $152 \text{ см}^3/\text{г}$ обладают гидраты в виде порошка и плотного слоистого нароста. Пористая масса овальных форм, сохраненных от первоначальных заготовок льда, имеет рыхлую пористую структуру с удельным газосодержанием в среднем $90 \text{ см}^3/\text{г}$. Вероятно, при первом цикле нагревания/охлаждения образуется так называемая дискретная корка гидрата на поверхности льда [12], которая при дальнейших циклах до некоторой степени сохраняет форму ледяных заготовок.

На основании измерения массы различных морфологических типов полученных гидратов рассчитано их массовое перераспределение внутри реактора. Установлено, что 74,4 мас. % гидрата накапливается на дне реактора в виде порошка и плотного слоистого нароста, 22,6 мас.% составляет пористая масса овальных форм, сохраненных от первоначальных заготовок льда и 3 мас. % гидрата растет в виде нитевидных наростов.

Таким образом, на основании экспериментальных данных рассчитаны кинетические параметры образования гидратов природного газа из формованного льда при термоциклировании и установлены качественные и количественные характеристики синтезированных гидратов.

Работа выполнена в рамках Госзаказа №0377-2016-003, при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Саха (Якутия) (Проект № 18-45-140035)

Литература:

1. Гройсман А.Г. Теплофизические свойства газовых гидратов. Новосибирск: Наука, 1985. 94 с.
2. Долгаев С.И., Квон В.Г., Истомин В.А., Герасимов Ю.А., Тройникова А.А. Сравнительные экономические характеристики гидратной транспортировки природного газа // Вести газовой науки, 2018. Т. 1. С. 100–116.
3. Семенов М.Е., Шиц Е.Ю., Портнягин А.С. Способ получения гидратов природного газа и разработка на его основе концептуальной технологической схемы процесса их производства // Транспорт и хранение нефтепродуктов и углеводородного сырья, 2016. №3 С.53–58.
4. Семенов М.Е., Портнягин А.С., Шиц Е.Ю. Получение синтетических гидратов природного газа из льда в закрытых реакторах при термоциклировании // Наука и образование, 2017. №3. С. 76–81.
5. Ступин Д.Ю. Диэлектрические свойства $\text{CCl}_2\text{F}_2 \cdot 17\text{H}_2\text{O}$ и $\text{CCl}_2\text{F}_2 \cdot 17\text{D}_2\text{O}$ // Изв. вузов. Химия и хим. технология, 1979. Т. 22, № 2. С. 170–173.
6. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне / М.: Газпром ВНИИГАЗ. 2009. 192 с.
7. Barrer R.M., Ruzicka D.I. Non-stoichiometric clathrate compounds of water. P. 2. Formation and properties of hydrates // Trans. Faraday Soc., 1962. -Vol. 58. P. 2239–2252.
8. Gudmundsson J. Hydrate non-pipeline technology / Proc. 4 Int. Conf. on Gas Hydrates. Yokohama, Japan, May 19–23. 2002. P. 997–1002.
9. Hwang M.J. An experimental study of crystallization and crystal growth of methane hydrates from melting ice// Chemistry, 1990. No. 8. P. 103–116.
10. Mohammadi A.H. Ice-clathrate hydrate-gas phase equilibria for air, oxygen, nitrogen, carbon monoxide, methane, or ethane plus water system// Industrial & Engineering Chemistry Research, 2010. Vol. 49. No. 8. P. 3976–3979.
11. Moudrakovski I. L.; Sanchez A. A.; Ratcliffe C. I.; Ripmeester J. A. Nucleation and growth of hydrates on ice surfaces: New insights from ^{129}Xe NMR experiments with hyperpolarized xenon // The Journal of Physical Chemistry B. 2001. Vol. 105. No. 49. P. 12338–12347.
12. Stern L. A. Scanning Electron Microscopy investigations of laboratory-grown gas clathrate hydrates formed from melting ice, and comparison to natural hydrates// American Mineralogist, 2004. Vol. 89. Pp. 1162–1175.
13. Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases / CRC Press, 2008. - 720 p.
14. Vlasov V.A. Phenomenological diffusion theory of formation of gas hydrate from ice powder // Theoretical Foundations of Chemical Engineering. 2012. Vol. 46, No. 6. Pp. 576–582.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СУНТАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Сивцев А.И.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

maraday@yandex.ru

В настоящее время на территории Юго-Западной Якутии недропользователями проводятся широкомасштабные геологоразведочные работы на нефть и газ. Так, за последнее десятилетие открыты Бюкское, Илгычакское, Сюльдюкарское, Бетинчинское, Ленское и Курунгское мелкие и средние месторождения углеводородного сырья. Тенденция опойсования мелких и средних месторождений в сложных горно-геологических условиях Юго-Западной Якутии далеко не исчерпана. Вместе с тем основной проблемой средних и мелких месторождений является низкая (или отрицательная) рентабельность освоения запасов в условиях отсутствия нефтегазотранспортной инфраструктуры. Расширение нефтегазотранспортной инфраструктуры представляется возможным только при открытии нефтяного или газового месторождения с крупными или уникальными запасами.

Наиболее перспективной территорией, где еще возможно открытие крупного месторождения, представляется северо-восточный склон (СВС) Сунтарского поднятия (СП). СП представляет собой крупный горст, имеющий в плане овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении на 220 км при ширине около 80 км. Юго-восточный и северо-западный склоны погружаются достаточно резко по серии региональных субпродольных разломов. СВС имеет относительно пологое погружение по поверхности фундамента. Здесь, по материалам последних сейсморазведочных работ выклиниваются венд-кембрийский, среднепалеозойский и пермо-триасовый комплексы отложений (рис. 1).

Вендский комплекс отложений. По западной периферии Вилуйской синеклизы во всех вскрытых глубоким бурением вендских разрезах прямых признаков нефтегазоносности не установлено из-за низких фильтрационно-емкостных свойств отложений.

Вместе с тем на северо-западном склоне Алданской антеклизы в вендских отложениях, вскрытых бурением, зафиксированы многочисленные газо-, нефте- и битумопроявления. При этом зона

распространения терригенных вендских отложений с удовлетворительными коллекторскими свойствами имеет сложное распределение и, главным образом, приурочена к склонам Толбинского мегавыступа (ТМВ).

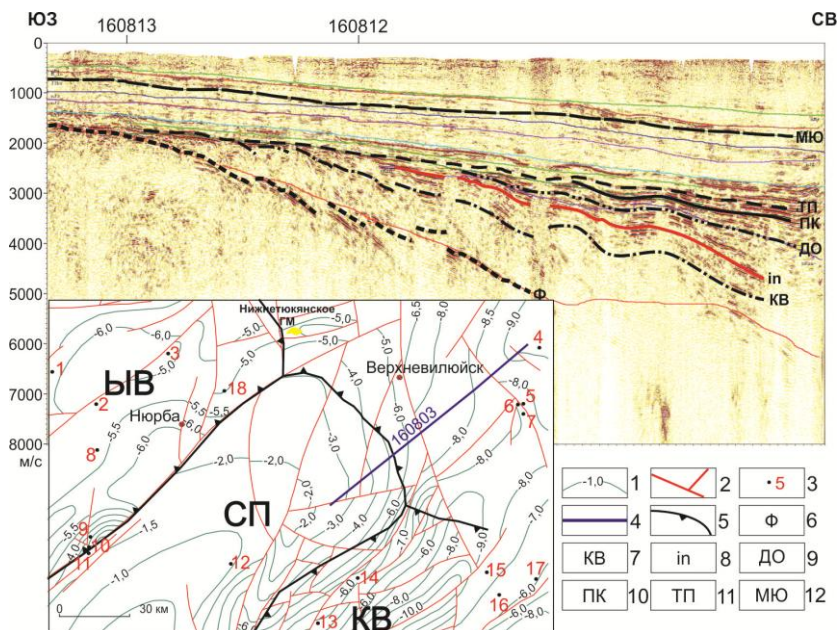


Рис.1. Временной разрез по профилю 160803 (северо-восточный склон Сунтарского поднятия), по материалам АО «Росгеология», 2018.

Условные обозначения: 1 – изолинии поверхности кристаллического фундамента; 2 – разрывные нарушения; 3 – скважины глубокого бурения (1 – Малыкайская, 2 – Меикская, 3 – Далырская, 4 – Быраканская 1, 5 – Быраканская 118, 6 – Быраканская 2, 7 – Быраканская 3, 8 – Сыгдахская, 9 – Шейнская 472, 10 – Шейнская 471, 11 – Шейнская 1, 12 – Южно-Сарыланская, 13 – Атыяхская, 14 – Эселяхская, 15 – Кэдэпчикская 442, 16 – Кэдэпчикская 444, Кэлэпчикская 1, 18 – Усть-Мархинская); 4 – линия сейсмопрофиля 160803. Границы стратиграфических комплексов: 6 – фундамент; 7 – кембрия и венда; 8 – кровля кумахской свиты; 9 – девона и ордовика; 10 – верхнего и нижнего карбона; 11 – перми и триаса; 12 – мела и юры. Структуры 1 порядка: ЫВ – Ыгыаттинская впадина; СП – Сунтарское поднятие; КВ – Кемпендйская впадина

Вслед за И.Е. Москвитиным [2] считаем, что по склонам СП, в том числе СВС, должна сохраниться зона развития вендских гранулярных коллекторов с удовлетворительными коллекторскими свойствами с

аналогичным распределением коллекторов по склонам ТМВ.

Кембрийский комплекс отложений. Восточнее от Западно-Вилуйской нефтегазоносной области в северо-западном направлении протягивается обширная зона Куонамской горючесланцевой формации [3]. На территории сочленения Западно-Вилуйской и Вилуйской НГО могут быть обнаружены залежи нефти и газа, образованные за счет реализации нефтегазоматеринского потенциала высокопродуктивной Куонамской формации. В этой связи СВС СП является весьма перспективным. Стратиграфическим аналогом куонамской формации в пределах рассматриваемого района является кумахская толща, представленная проницаемыми песчаниками.

Эльгяно-толбачанский резервуар. Данный резервуар выделяется впервые в истории изучения Сибирской платформы. Промышленная нефтегазоносность данного резервуара была установлена 2017 году в пределах Сюльдюкарского газонефтяного месторождения. На этом месторождении из низов нижнетолбачанской свиты, получены притоки нефти с незначительным количеством воды и газа (дебит нефти до 6,4 м³/сут). Также прямые признаки нефтегазоносности эльгяно-толбачанского интервала отложений были зафиксированы в Усть-Мархинской, Усть-Меикской и Сыгдахской площадях (см. рис.1). При благоприятном сочетании структурно-тектонических условий в пределах СВС СП вполне реально обнаружение существенных скоплений УВ в интервале залегания толбачанской свиты.

Потенциальный **чаро-ичеро-метежерский резервуар** установлен в Березовской впадине, Наманинском выступе и Верхнесинском поднятии. В разрезе Усть-Мархинской параметрической скважины, пробуренной на юго-восточном борту Ыгыаттинской впадины в непосредственной близости от рассматриваемой территории, метежерская свита содержит пласты солей. Южнее рассматриваемой территории вскрыта соленосная метежерская свита в разрезе Арбайской параметрической скважины 2-П, что повышает вероятность обнаружения наличия метежерских солей на СВС СП. Возможное наличие эффективных флюидопоров значительно повысит перспективность рассматриваемой территории.

Среднепалеозойский комплекс отложений. Перспективы нефтегазоносности среднепалеозойских отложений в пределах рассматриваемой территории подробно рассмотрены в работе [4].

Пермо-триасовый комплекс отложений. Установленная нефтегазоносность Вилуйской синеклизы связывается с нефтематеринским потенциалом верхнепалеозойских отложений.

Наиболее выгодное положение занимает СП, особенно его СВС, погружающийся в сторону Линденской впадины - самой погруженной части Вилуйской синеклизы. По проведенному историко-генетическому анализу, нефтематеринский потенциал пермских отложений в центральной части Вилуйской синеклизы начал реализовываться уже в конце пермского в начале триасового времени [1]. При этом структурные осложнения в виде Хапчагайского и Логлорского валов образовались главным образом в нижнемеловое время, т.е. с триасового по нижнемеловое время генерированные жидкие углеводороды пермских отложений мигрировали к бортовым частям синеклизы, в том числе к склонам СП.

Литература:

1. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Сафронов А.Ф., Сивцев А.И., Глязнецова Ю.С., Лифшиц С.Х. Нефтегенерационный потенциал рассеянного органического вещества пермских отложений Вилуйского бассейна // Наука и образование. 2017. №2. С.17–21.
2. Москвитин И.Е. Ситников В.С., Михайлов В.А., Протопопов Ю.Х. Строение, развитие и нефтегазоносность Сунтарского поднятия // Тектоника и нефтегазоносность Якутии: Сб. науч. Тр. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С.59–67.
3. Сивцев А.И., Зуева И.Н., Чалая О.Н. Структурная карта по толщинам и глубинам залегания кровли Куонамской горючесланцевой формации / Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию ИГАиБМ СО РАН. 2017. С. 233–237.
4. Черданцев Г.А., Головин С.В. Уточнение перспектив нефтегазоносности среднепалеозойских отложений южной части Вилуйской синеклизы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 3.

НА ПУТИ К НОВОЙ НАУЧНОЙ ПАРАДИГМЕ ПРИ ПРОГНОЗЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Ситников В.С.

*Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
sitgeo@mail.ru*

К настоящему времени в мировой практике наиболее широко распространены взгляды сторонников осадочно-миграционной модели формирования скоплений углеводородного сырья в осадочном чехле планеты Земля. Это обстоятельство обусловлено, прежде всего,

значительным геохимическим сходством органического вещества в современных осадках и ОВ в различных осадочных породах разного возраста с полигенными и полихронными и нефтями в изученных месторождениях [1].

Более полное применение вышеуказанной научной теории в значительной мере сдерживается рядом сугубо условных теоретических ограничений. Так, с учетом современных геохимических условий на поверхности Земли и термодинамических показателей прогнозируемых для глубоких горизонтов, условно установлен оптимальный интервал глубин, температур и давлений, за пределами которых в нижней части разреза происходит деструкция сложных молекул углеводородов, а в верхней части разреза – окисление УВ нефтяного ряда и переход более легких УВГ в состав атмосферы. Практически не учитываются такие явления, как изменение состава атмосферы в течение весьма продолжительной истории развития Земли (от бескислородной до современной кислородно-азотной); синергетическая раскрытость огромной геохимической системы в рамках всей планеты; активная роль фактора геологического времени, а также значительное многообразие процессов преобразования углеводородов в земной коре, включая неизвестные ныне явления. В итоге при прогнозировании потенциальной нефтегазоносности недр, исходя из постулатов осадочно-миграционной модели происхождения нефти, нередко при наличии практически всех необходимых условий для генерации, миграции и аккумуляции УВ нефтегазопроисследовательские работы завершаются без открытия новых месторождений.

В последние десятилетия накоплены многочисленные разнообразные геологические данные по научному обоснованию полной или частичной несостоятельности некоторых априорно принятых теоретических запретов в нефтегазовой геологии и целесообразности отмены соответствующих ограничений различного характера.

С другой стороны, не получают должного развития ранее сделанные и официально признанные открытия. Многие годы не находят также достоверного однозначного решения важнейшие проблемы, которые по-прежнему трактуются сугубо формально без какой-либо научно обоснованной реакции на вполне правомерные критические замечания, которые в большинстве случаев имеют дискуссионный характер.

При прогнозировании нефтегазоносности недр путем обоснования и выделения крупных депоцентов с мощным осадочным чехлом преимущественно морского происхождения, обеспечивающим генерацию

УВ в крупных объемах, установлено открытие целого ряда нефтегазоносных провинций (Западно-Сибирская, Лено-Тунгусская и др.). Вместе с тем, несмотря на многолетние попытки многих известных исследователей, до сих пор не находят однозначного и бесспорного объяснения планетарные пояса нефтегазоносности типа Мексиканско-Ближневосточного-Индонезийского и др. с уникально высокой плотностью ресурсов УВ [2].

Несмотря на значительное количество опубликованных научных работ, в той или иной степени затрагивающих вопросы влияния разломов на строение, развитие и нефтегазоносность слабоизученных территорий, указанные критерии практически не используются. Слабо учитываются особенности блоковой и надвиговой тектоники перспективных отложений, истории развития разломов, в том числе в отношении степени их современной активности. Остаются без изучения и применения вопросы соотношения разломов с депоцентрами, участия разломов в процессах региональной миграции и аккумуляции УВ в определенных условиях.

Недостаточные исследования особенностей нефтегазоносности и сравнительной оценки углеводородного сырья на континентальных и морских территориях планеты способствуют периодическим всплескам активности в распространении в научных публикациях и через средства массовой информации необоснованных псевдонаучных предсказаний о грядущем истощении запасов и ресурсов нефти на нашей планете, уже в ближайшей перспективе. При этом не учитываются известные данные о том, что земная кора планеты, особенно в части плит, платформ и краевых прогибов, буквально пропитана нефтью. При этом максимальные перспективы дальнейшего наращивания сырьевой базы связаны с морскими территориями. Значительную роль в перспективе будут играть, очевидно, нетрадиционные источники углеводородного сырья.

Приведенные выше оптимистические прогнозы основаны на изучении многочисленных данных разных лет, полученных в различных районах планеты. В последние годы установлено огромное количество новых фактов. Диалектический характер развития, наряду с постепенными эволюционными изменениями, подразумевает также наличие в его динамике резких скачков, переходов от одной стадии к другой. Механизм такого перехода выражает диалектический принцип о том, что количественные изменения, постепенно накапливаясь, вызывают смену качества, которая осуществляется в скачкообразной форме.

На фоне вышеприведенных данных вполне очевиден вывод о том, что в области геологических знаний, в том числе в нефтегазовой геологии, на

современном этапе формируется новая научная парадигма, позволяющая достаточно достоверно объяснять все факты из прошлого и принципиально новые данные, полученные в последние десятилетия, а также с высокой точностью прогнозировать размещение новых месторождений нефти и газа.

Литература:

1. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия). Реалии, перспективы, прогнозы / В.С. Ситников, Т.К. Баженова, И.А. Бурова и др. Санкт-Петербург. ВНИГРИ. 2014. 436 с.

2. Философия и наука. Основные методы и их применение / Отв.ред. Н.А. Кожевников. Якутск. СВФУ им. М.К. Аммосова. 2017. 246 с.

АДАМАНТОВЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КОНДЕНСАТОВ ЯКУТИИ

**Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Зуева И.Н., Глязнецова Ю.С.,
Карелина О.С.**

*Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск
oncha@ipng.ysn.ru*

Развитие химии адамантанов началось с конца 50-х годов. Началом исследований считают открытие в нефти первого представителя углеводородов (УВ) алмазоподобного строения - адамантана, трициклического насыщенного мостикового УВ состава $C_{10}H_{16}$. Изучению адамантановых УВ посвящены работы ряда исследователей [1-3].

В природной биомассе адамантановые УВ отсутствуют, источником их образования являются в основном полициклические нафтеновые УВ. Несмотря на относительно невысокую концентрацию адамантановых УВ, они играют немаловажную роль в геохимических исследованиях, представляя существенный интерес для выяснения вопросов генезиса и химической эволюции нефтей и конденсатов. Вследствие высокой термической стабильности адамантанов и стойкости их к биодegradации эти УВ могут использоваться для генетической корреляции в системе нефть-нефть и конденсат-конденсат. К настоящему времени в нефтях и газоконденсатах выявлено несколько десятков алифатических и циклических гомологов адамантана.

Целью исследований явилось изучение состава адамантановых УВ и закономерностей их распределения в конденсатах Западной Якутии,

относящихся к различным генетическим типам. Материалом исследований послужили нижнетриасовые конденсаты, генетически связанные с ОБ континентальных отложений, и вендские конденсаты, генезис которых связан с аквагенным ОБ. Генетический тип конденсатов определен на основе распределения индивидуальных УВ ряда алканов, цикланов и аренов. Конденсаты различаются по физико-химическим свойствам и индивидуальному углеводородному составу [4].

Индивидуальный состав и характер распределения адамантановых УВ в конденсатах определялся методом хромато-масс-спектрометрии на приборе Agilent 6890, имеющем интерфейс с высокоэффективным. масс-селективным детектором Agilent 5973N. Адамантаны определяли сканированием по фрагментным ионам m/z 135, 136, 149, 163 и 177. Для обработки результатов использовали программное обеспечение NIST-05 VS Search 05 [5].

Адамантановые УВ сконцентрированы во фракции 150-250°C и представлены гомологическим рядом от $C_{10}H_{16}$ до $C_{14}H_{24}$ (рис. 1, табл. 1). Содержание адамантанов в конденсатах невысокое и составляет в конденсате из нижнетриасовых отложений 0,08%.

Таблица 1

Идентификация адамантановых УВ

№ пика	Название УВ	№ пика	Название УВ
1	Адамантан	11	2,4-диметиладамантан
2	1-метиладамантан	12	1,3,5- триметиладамантан
3	2-метиладамантан	13	1,3,6-триметиладамантан
4	1-этиладамантан	14	1,3,4-триметиладамантан цис
5	2-этиладамантан	15	1,3,4-триметиладамантан транс
6	1,3-диметиладамантан	16	3,5-диметил-1-этиладамантан
7	1,4-диметиладамантан цис	17	1,2,6-триметиладамантан
8	1,4-диметиладамантан транс	18	1,3,5,7-тетраметиладамантан
9	1,2-диметиладамантан	19	1,3,5,6- тетраметиладамантан
10	3-метил-1-этиладамантан	20	1,2,3,5-тетраметиладамантан

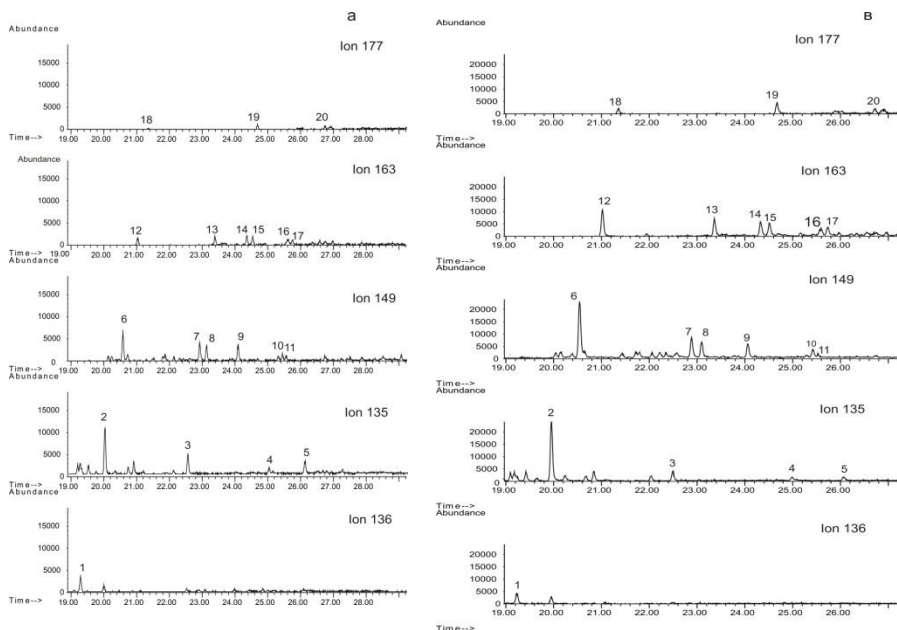


Рис. 1. Масс-фрагментограммы адамантановых УВ конденсатов (фр. 150-250°C): а – конденсат нижнетриасовых отложений, в – конденсат вендских отложений.

Идентификация адамантанов в табл.1

Как видно из рисунка распределение адамантанов в изученных конденсатах разного генезиса однотипно. Наибольший процент в составе адамантанов во всех конденсатах приходится на диметиладамантаны, значительно меньше содержание адамантана и тетраметиладамантанов (табл.2).

Относительные концентрации более устойчивых изомеров метиладамантанов состава C_{11} - C_{13} далеки от равновесных и уменьшаются с увеличением молекулярной массы. Так, в нижнетриасовых конденсатах отношение 1-МА/(1+2-МА) варьирует в пределах 68,4-69,1%, 1,3-ДМА/(1,3+1,2+1,4-ДМА) – 36,0-37,1%, 1,3,5-ТМА/(1,3,5+1,3,6+1,3,4-ТМА) – 20,7-26,9%. В вендском конденсате эти отношения выше и составляют соответственно 84,2, 52,4, 37,9%. Известно, что относительные концентрации более устойчивых изомеров адамантанов C_{11} - C_{13} в равновесии 92,5-98%. Во всех конденсатах цис-изомеры преобладают над транс-измерами (табл.2), что может зависеть от условий и механизма их образования из протоадамантановых УВ.

Таблица 2

Геохимическая характеристика конденсатов по распределению адамантановых УВ

$C_{10}-C_{14}$.

Параметры	Конденсаты, фракция 150-250°C	
	нижнетриасовые отложения	вендские отложения
Адамантан	5,1 – 5,9	3,1
Σ Метиладамантанов	24,4 – 34,0	22,0
Σ Диметиладамантанов	38,3 – 40,5	36,7
Σ Триметиладамантанов	17,9 – 22,5	28,2
Σ Тетраметиладамантанов	3,8 – 7,4	10,0
C_{11}/C_{13}	1,08-1,57	0,78
C_{12}/C_{13}	1,80-2,32	1,30
1МА/(1+2-МА),%	68,41-69,09	84,23
1ЭА/(1Э+2-ЭА),%	29,39-33,33	57,03
1,3ДМА/(1,3-+1,2-+1,4ДМА),%	36,01-37,13	52,37
1,3,5-ТМА/(1,3,5-+1,3,6-+1,3,4ТМА),%	20,71-26,91	37,90
цис-1,4ДМА/транс-1,4ДМА	1,12-1,15	1,31
цис-1,3,4ТМА/транс-1,3,4ТМА	1,11-1,18	1,20

При одинтипном характере распределения адамантановых УВ конденсаты нижнетриасовых и вендских отложений различаются количественным распределением гомологов адамантана внутри фракции. Так, в конденсате из вендских отложений в отличие от конденсатов нижнетриасовых отложений в составе адамантановых УВ ниже доля адамантана, метил- и диметиладамантанов и выше содержание три- и тетраметиладамантанов. Изученные конденсаты различаются и по соотношениям отдельных гомологов адамантана (табл.2).

Установленные различия в составе адамантанов в конденсатах разных генетических типов обусловлены природой исходного органического вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН III №0377-2018-0010.

Литература:

1. Багрий Е.И. Адамантаны: Получение, свойства, применение. М.: Наука. 1989. 264 с.
2. Гируц М.В., Строева А.Р., Гаджиев Г.А., Стоколос О.А., Кошелев В.Н., Гордадзе Г.Н. Адамантаны $C_{11}-C_{13}$ в биodeградируемых и небиodeградируемых конденсатах //Нефтехимия. 2014. Т.54. №1. С. 12–16.
3. Гордадзе Г.Н. Геохимия углеводородов каркасного строения (обзор) //Нефтехимия. 2008. Т.48. №4. С. 243–255.

4. Изосимова А.Н., Чалая О.Н. Реликтовые углеводороды в органическом веществе и нефтях Западной Якутии. Новосибирск. Наука . Сиб.отд. 1989. 127 с.

5. Петров А.А., Головкина Л.С., Русинова Г.В. Масс-спектры нефтяных углеводородов. Справочник (атлас). Под ред. Ал.А.Петрова. М.: Недра. 1986. 313 с.

GEOTECHNICAL GEOHAZARD ASSESSMENT USING GEOPHYSICAL METHODS

Fomenko O.

DGI Geoscience Inc. Ontario, Canada, ofomenko@dgigeoscience.com

An increasing interest to hydrocarbon field development at the ocean has stimulated research of environments and processes on the shelf and the continental slope. Over the last years active exploration of promising deposits has been held on the Arctic shelf. In extreme north conditions hydrocarbon resources are hard to exploit due to not only a specific geologic setting but mostly due to rigorous climatic conditions and a poor state of infrastructure. As the result, a commercial viability of the deposits is governed not by the actual reserves but by the type of a production unit and technological facilities for exploitation and transportation of natural resources. In this case the survey investigations that provide information about geological hazards are of the great importance. Figure 1 schematically shows the different types of marine geological hazards.

Geotechnical hazards can be defined as the results of the geological processes that occur in the Earth crust under the influence of various natural or anthropogenic factors that have a potential to be dangerous and cause harm to humans, an environment or facilities.

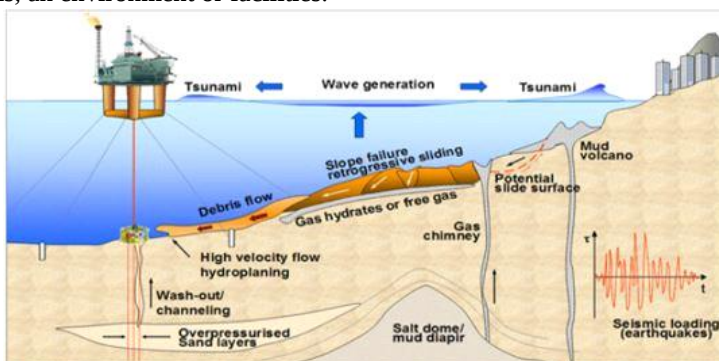


Figure 1- Marine drilling geohazards

This study presents the results on the investigation of exploration and risk assessment capabilities of geophysical methods in application to hydrocarbon exploration on the shelf. The results have been obtained through first 1,5 months of the Project. The main research focus was two following topics: the investigation of gas hydrate as a geologic drilling hazard on the shelf and the development of the workflow for geohazards prediction from geophysical data.

One of the standard methods of site surveys is a single and multi-channel seismic (seismoacoustic) profiling that allows accurate investigation of the upper part of a geological section. The research is conducted with different types of seismic sources that induce elastic vibrations in a wide frequency range.

Apart from exploration of conventional hydrocarbon resources the investigation of gas hydrate deposits as resources of natural gas or as geologic hazards is a topic of the current interest. Initial offshore investigations on gas presence, its condition and distribution are performed by means of distal methods with seismic methods as basic ones. The choice on a seismic technique is determined by a seismogeological setting (depth of formation, petrophysical parameters) and the required type of data (2D or 3D). Seismic data interpretation allows to make a qualitative and a quantitative assessment of petrophysical properties of sediments and rocks. Risk assessment is performed by intercomparison of general geologic conditions and rock properties.

As the result of the study the following hazards can be defined:

1. Mud volcanoes.
2. Seismic loading.
3. Gravitational processes (mud flows, debris flows, landslides, creeps – slow slipping of unconsolidated sediments)
4. Gas chimneys:
 - a. Active hydrothermal systems;
 - b. gas emissions that are related to underwater volcanoes, including mud volcanoes with gas hydrates, to hydrocarbon deposits and the other sources of unknown nature; usually the methane is prevail in the gas content.
5. Salt domes
6. Gas hydrates. Gas hydrates can initiate gas outbursts as well as destabilization of slopes. In its turn, a landslide at a slope changes the temperature-pressure balance that enables an abrupt gas outburst or even a floating up of the upper part of sediments
7. Shallow water flow sands (zones with high pressure)
8. AHPP zones– abnormally high pore (formation) pressure zones that are, one way or another, are associated with (4)-(7).

Each of the above types of anomalies should be considered when creating the drill plan, as it has potential risk in terms of temporal and economic consequences for the project, which may come into effect in case the particular type of anomaly is not taken into account when installing drilling rigs or during drilling.

Possible complications and consequences were considered in accordance with the international OGP (International Association of Oil and Gas Producers) instructions "Guidelines for the conduct of offshore drilling hazard site surveys". The quantitative estimates by Fugro Jason were taken as the basis of the anomaly ranking system.

REFERENCES:

1. Anderson, C., J. Mattsson, 2010, An integrated approach to marine electromagnetic surveying using a towed streamer and source , First Break, vol. 28.iss.5.71-75.
2. Arctic oil and gas, EY, 2012, 15.
3. Arthur J., D. Long, M. Vanneste and N. Wardell, Foreword ,Near Surface Geophysics, 2011, 9, 263-265.
4. Garg, S. K., J. W. Pritchett, A. Katoh, K. Baba, and T. Fujii (2008), A mathematical model for the formation and dissociation of methane hydrates in the marine environment, J. Geophys. Res., 113, B01201, doi:10.1029/2006JB004768.
5. Kvalstad T.J., 2007, What is the Current Best Practice in Offshore Geohazard investigations? A State-of-the-Art Review, Offshore Technology Conference, pp. 1-14
6. HYDRATE-BEARING SAND, SILTS, AND CLAY // Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008), Vancouver, British Columbia, CANADA, July 6-10, 2008.
7. Selvage J., C. Jones and J. Edgar, Maximizing the value of 3D seismic data for shallow geohazard identification, First Break v. 30, August 2012 73-83
8. Thomas Y., B. Marsset, G.K. Westbrook, C. Grall, L. Geli, P. Henry, G. Cifci, A. Rochat and H. Saritas, Contribution of high-resolution 3D seismic near-seafloor imaging to reservoir-scale studies: application to the active North Anatolian Fault, Sea of Marmara Near Surface Geophysics, 2012, 10, 291-301.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агашев А.М., 156
Акимова Е.Д., 77, 200
Александров А.Р., 203, 207, 221
Алексеев В.И., 10
Андросов Д.В., 63
Анисимова Г.С., 13, 16, 32, 47, 66
Аргунова К.К., 232
Асавин А.М., 56
Афанасьев В.П., 114, 116,
134, 156
Бабушкина С.А., 117
Бардухинов Л.Д., 120
Бардухинова А.В., 137
Беляцкий Б.В., 56
Берзин С.А., 210
Берзин А.Г., 210
Бискэ Н.С., 214
Бычкова Я.В., 56
Васильева Т.И., 18, 53
Герасимов Б.Б., 22
Гибшер А.А., 196
Глухов А.Н., 80, 83
Глязнецова Ю.С., 218, 238, 266
Гоголева Л.П., 70
Горев Н.И., 160
Долгаль А.С., 56
Дульцев Ф.Ф., 241
Дымшиц А.М., 196
Егорова Е.О., 114, 116
Ерофеевская Л.А., 207
Ефимов С.Е., 221
Желонкин Р.Ю., 22
Желонкина М.С., 25, 43
Журавлев А.И., 29
Забелин А.В., 178
Зайцев А.И., 77
Зайцевский Ф.К., 178
Заякина Н.В., 18, 53, 124
Зедгенизов Д.А., 127
Земнухов А.Л., 73
Зуева И.Н., 218, 225, 238, 266
Иванов А.И., 29, 43
Иванов А.С., 130, 173
Иванов М.С., 43
Иванова И.К., 235
Илларионова М.Г., 70
Каженкина А.Г., 66
Калачева Л.П., 228, 232
Кардашевская В.Н., 13, 32, 47
Карелина О.С., 266
Каширцев В.А., 225
Кирсанов А.А., 35
Кирсанов Г.А., 35
Коваленко А.И., 39
Колодей В.А., 214
Кондратьева Л.А., 13, 43, 47
Корякина В.В., 235
Костин А.В., 25, 51
Кошкарев Д.А., 182
Кравченко А.А., 22, 29
Криволицкая Н.А., 56
Кряжев С.Г., 105
Кудрин М.В., 53, 100
Кузнецов В.В., 92
Левин Д.Л., 97
Линденблот Е.С., 114, 116, 134
Липияйнен К.Л., 35
Лисковая Л.В., 137
Литвиненко И.С., 59
Лифшиц С.Х., 218, 238, 266
Логвинова А.М., 186
Лоскутов Е.Е., 29, 43
Макарьева Е.М., 56
Мальковец В.Г., 156, 196
Марсанова М.Р., 210
Масленникова Э.А., 142

Михалицына Т.И., 80, 83
 Молотков А.Е., 186
 Молчанов В.П., 63
 Мохначевский Г.В., 29
 Мустафин С.К., 16
 Неустроева Н.И., 238
 Никифорова З.С., 66
 Ним Ю.А., 70
 Новиков Д.А., 241
 Округин А.В., 73, 145
 Олейников О.Б., 124, 149
 Опарин Н.А., 149
 Павлушин А.Д., 153, 189
 Петров Д.М., 245
 Полуфунтикова Л.И., 53, 77, 100
 Помазанский Б.С., 137
 Портнягин А.С., 228, 249, 256
 Похиленко Л.Н., 156
 Похиленко Н.П., 114, 116, 156
 Прийменко В.В., 80, 83
 Проценко Е.В., 160, 182
 Пуляев Н.А., 86
 Ратьков С.С., 165
 Рожин С.С., 200
 Самданов Д.А., 116
 Санжанова С.С., 90
 Севостьянова Р.Ф., 252
 Семенов М.Е. 235, 256
 Серавина Т.В., 92
 Сивцев А.И., 203, 260
 Ситников В.С., 263
 Скрябин А.И., 94
 Смирнов М.Ю., 35
 Соколов Е.П., 47
 Соловьев Е.Э., 97
 Соловьева С.А., 228
 Сомов С.В., 130
 Специус З.В., 120, 169, 173
 Степенщиков Д.Г., 153
 Тарских О.В., 178
 Тимофеев В.Ф., 29
 Толстов А.В., 182
 Угапьева С.С., 124, 186
 Федоров А.А., 97
 Фомина М.И., 80, 83
 Фридовский В.Ю., 43, 53, 77
 100, 105
 Хилько В.А., 241
 Чалай О.Н., 218, 225, 238, 266
 Черных А.В., 241
 Шилина Л.А., 59
 Ширяев А.А., 189
 Шишмарев Р.А., 192
 Шкодзинский В.С., 109
 Юрчик И.И., 241
 Яковлев И.В., 196
 Fomenko O., 270