

МАТЕРИАЛЫ СИМПОЗИУМА И ЧТЕНИЙ

В предлагаемом читателю издании представлены Труды VI-го Всероссийского симпозиума «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий» и XIII-х Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана, проводимых в Чите Институтом природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Читинским отделением Российского минералогического общества, его Комиссией по современному минералообразованию и Лабораторией минералогии и геохимии ландшафта ИПРЭК СО РАН и ЗабГУ.

Обычно на Симпозиуме рассматривались лишь проблемы непосредственно минералогии и геохимии ландшафта, а на Чтениях памяти акад. А.Е. Ферсмана – современного минералообразования. Но, начиная с предыдущего симпозиума и Чтений, с учетом принятия Правительством РФ «Основ государственной политики в области экологического развития РФ на период до 2030 года», круг рассматриваемых на симпозиуме проблем расширен и представлен нижеперечисленными направлениями. Более того, в связи с существенными успехами мирового геологического сообщества в постановке и решении животрепещущих проблем сохранения природного геологического наследия и геоэтики важной составной частью обсуждаемых проблем стали вопросы рационального природопользования и сохранения памятников природы. Поэтому в последние годы все большее внимание уделяется этическим проблемам освоения недр.

Поскольку базовой научной геологической отраслью, определяющей саму необходимость и вероятность освоения месторождений полезных ископаемых, является геология и минералогия рудных месторождений, одним из важных основополагающих направлений работы симпозиума стали вопросы закономерностей размещения и условий образования рудных месторождений, а также их минералого-геохимических особенностей, определяющих вероятность концентрирования в ландшафте экологически важных химических элементов. Ниже перечислены основные научные направления работы Симпозиума и Чтений.

1. Закономерности размещения и условия образования рудных месторождений.
2. Минералого-геохимические процессы в техногенных ландшафтах.
3. Биогеохимия природных ландшафтов и зоны геотехногенеза.
4. Минералого-геохимические проблемы геоэкосистем горнорудных районов.
5. Проблемы рационального природопользования в горнопромышленных районах. Геоэтика.
6. Современное минералообразование. Геохимические барьеры.

Постигшее страну коренное изменение общественно-экономической формации и обусловленная ею замена плановой экономики на рыночную, в которой государство перестало играть определяющую роль в организации и финансировании горнодобывающей промышленности, привело к прекращению деятельности многих предприятий этой важнейшей отрасли народного хозяйства. Этот процесс происходит уже на протяжении более четверти века. Он привел к резкому усилению влияния инфраструктуры бывшей отрасли на экологическую ситуацию. Огромные техногенные массивы вскрышных горных пород, склады некондиционных руд, хвосты обогатительных фабрик оказались в сфере действия эрозионных, минералого-геохимических и других природных процессов. Их воздействие на техногенные массивы, привело к формированию новых, геотехногенных ландшафтов, характеризующихся спецификой миграции и концентрирования химических элементов и их соединений, в том числе их токсичных концентраций. В этих условиях концентрирование подвижных элементов происходит на различной природы геохимических барьерах, в том числе и техногенных. Происходит интенсивное современное минералообразование, в определенной мере играющее роль самоочищения высокоминерализованных водотоков, дренирующих геотехногенные массивы.

Особенностью современной горнодобывающей промышленности, ориентированной исключительно на прибыли, является крайне ограниченный и низкий уровень геологической службы. Отсюда резкое снижение потребности в специалистах-геологах и огромная потеря новой

геологической информации, получаемой в процессе добычи полезных ископаемых. Так называемые инвесторы, как правило, далекие от понимания сущности горного производства, не вкладывают необходимых средств ни в геологоразведочный процесс, ни в организацию добычи полезного ископаемого. Делается ставка на самый, казалось бы, простой способ добычи золота – кучное выщелачивание. Но оно пригодно лишь для части окисленных руд. При проектировании рудников нередко не производится должного изучения вещества с целью обоснования использования традиционных способов обогащения руд и строительства обогатительной фабрики с проверенной десятилетиями трехстадийной технологией (гравитация, флотация, цианирование). В итоге, после отработки окисленных руд и переходе на смешанные и сульфидные, для которых кучное выщелачивание не годится, резко падает извлечение, что в конечном счете может привести к закрытию предприятия по причине убыточности. Яркий пример такой ситуации – современное состояние Апрельковского рудника, разрабатывающего месторождение золота Погромное в Забайкальском крае.

Важной областью исследований стала не только геохимия, но и минералогия ландшафтов. Поэтому неотъемлемой частью симпозиума, методически и органически связанной с ним, является проблема современного минералообразования, рассматриваемая в рамках Всероссийских чтений памяти выдающегося геохимика и минералога академика А.Е. Ферсмана.

На Симпозиуме и Чтениях представлены доклады по этим и другим, не менее важным направлениям и процессам, происходящим в ландшафтах. Эти процессы находятся в центре внимания специалистов в сопредельных областях минералогии гипергенеза, геохимии и биогеохимии, краевой медицины. XIII-е Чтения памяти академика А.Е. Ферсмана охватывают проблемы современного гипергенного минералообразования, геохимических барьеров и криоминералогенеза. Эта тематика приурочена к Годичному собранию Читинского отделения Российского минералогического общества, на котором рассмотрены также основные результаты работы отделения и задачи на 2015 год.

Как и на предыдущих пяти симпозиумах, круг проблем, затронутых авторами докладов, свидетельствует о необходимости комплексного минералого-геохимического и геоэкономического изучения ландшафтов горнорудных территорий как единых и целостных геосистем с целью: 1) познания природных процессов формирования месторождений полезных ископаемых, минералого-геохимические особенности руд и рудовмещающих горных пород, разработка которых приводит к созданию антропогенных геохимических ландшафтов, 2) изучения особенностей миграции и концентрирования химических элементов в экологически опасных формах и концентрациях на геохимических барьерах, 3) выявления форм нахождения и распределения химических элементов в системе: горная порода (руда) → кора выветривания (зона окисления) → почва (технозем) → органы растения, 4) изучения современного минералообразования и его роли как фактора экологического состояния геоэкосистем, 5) научного обоснования рационального природопользования с позиций геоэтики и принятия природоохранных и эколого-социальных управленческих решений.

Симпозиум 2016 года содержит материалы не только о концентрациях химических элементов в биоте, но и о формах нахождения их в ней. На повестку дня выходит также важная медико-биологическая проблема миграции токсичных элементов в трофических цепях: растения → травоядные домашние животные → человек.

Материалы, присланные авторами, публикуются в авторской редакции с минимальными редакторскими правками технического характера.

Доктор геолого-минералогических наук, проф. Г.А. Юргенсон

**НАПРАВЛЕНИЕ
«ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ»**

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС НОВО-ШИРОКИНСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Абрамов Б.Н.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия
e-mail: b_abramov@mai.ru

Абстракт: Петрогеохимические особенности вулcano-плутонического комплекса, развитого в районе Ново-Широкинского месторождения, близки к адакитам. Их образование связывается с процессами плавления субдущировавшей океанической литосферы, деламацией континентальной коры. В распределении рудной минерализации относительно выходов гранитоидов шахтаминского комплекса отмечается латеральная зональность: высокотемпературные рудные ассоциации располагаются вблизи интрузий, низкотемпературные – на удалении от них.

Ключевые слова: шахтаминский комплекс, шадоронская серия, адакиты.

Ново-Широкинское полиметаллическое месторождение приурочено к одноименной вулcano-плутонической структуре. Для этой структуры характерно развитие кольцевых и радиальных тектонических нарушений. К зонам этих нарушений приурочены дайки порфировых пород и зоны гидротермальной проработки пород, выходы штоков гранитов [4].

Целью настоящей работы является выявление петрогеохимических особенностей вулcano-плутонических образований Ново-Широкинского месторождения.

В геологическом строении месторождения принимают участия интрузии шахтаминского комплекса (J_{2-3}), эффузивы шадоронской серии (J_{2-3}), осадочные отложения акатуевской свиты (J_{1-2} ак). Фундаментом Широкинской вулcano-плутонической структуры (ВПС) являются отложения нижнего кембрия (известняки, доломиты, песчаники, кварциты). Мощность их превышает 300 м (рис. 1).

В районе Ново-Широкинского месторождения осадочные отложения акатуевской свиты (J_{1-2} ак) со стратиграфическим несогласием залегают на подстилающих породах фундамента (рис. 1). В основании свиты развит горизонт валунно-галечных конгломератов с песчаным цементом. Выше залегают полимиктовые песчаники с прослоями сланцев и конгломератов. Мощность свиты составляет 800-1000 м.

Интрузивный комплекс представлен жильной серией гранодиоритов: гранодиорит-порфирами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами и лампрофирами шахтаминского комплекса (J_{2-3}), распространенными в центральной и юго-восточной части месторождения. Мощность даек составляет 0,3-80 м, протяженность – 50-400 м. Диоритовые порфириты пересекают гранодиорит-порфиры, в свою очередь они рвутся лампрофирами. Руды карбонатно-полиметаллической стадии, по-видимому, сингенетичны со спессартитами. В одних случаях спессартиты секут карбонатно-полиметаллические руды, в других пересекаются ими.

Эффузивные образования шадоронской серии (J_{2-3}) разделены на две толщи. Нижняя толща – существенно туфогенная, сложена туфо-песчаниками, туфо-алевролитами, туфобрекчиями, которые выше по разрезу сменяются покровами андезитов, андезибазальтов, их туфами и порфировыми разностями. Мощность толщи составляет 800-1000 м. Верхняя толща имеет однородный состав и представлена андезитами, андезибазальтами, кварцево-плагиоклазовыми порфиритами с прослоями их туфов и лавобрекчий. Изотопный возраст нижней толщи (К-Аг метод) составляет 175 ± 9 – 168 ± 7 млн. лет, верхней толщи – 156 ± 6 – 140 ± 4 млн. лет. [3]. С покровами вулканитов тесно ассоциируют субвулканические тела диоритовых порфиров.

В составе эффузивной толщи на Широкинском рудном поле установлены амфибол-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые, андезитовые и андезибазальтовые порфириты с прослоями лаво- и туфобрекчий, туфов, туффитов и туфопесчаников. Северо-западный фланг месторождения сложен, преимущественно, амфибол-плагиоклазовыми порфиритами, заключающими небольшие линзообразные прослои лавобрекчий и плагиоклазовых андезитовых порфиров, быстро выклинивающихся по падению. Центральная и восточная части месторождения заняты, в основном, пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтовыми порфиритами и их лавобрекчиями, часто чередующимися между собой. Породы нижней (туфогенно-осадочной) толщи вскрыты только в центральной части

месторождения, на глубине. Представлены они песчаниками, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Песчаники по простиранию быстро замещаются туфопесчаниками. Мощность прослоев песчаников 10-40 м.

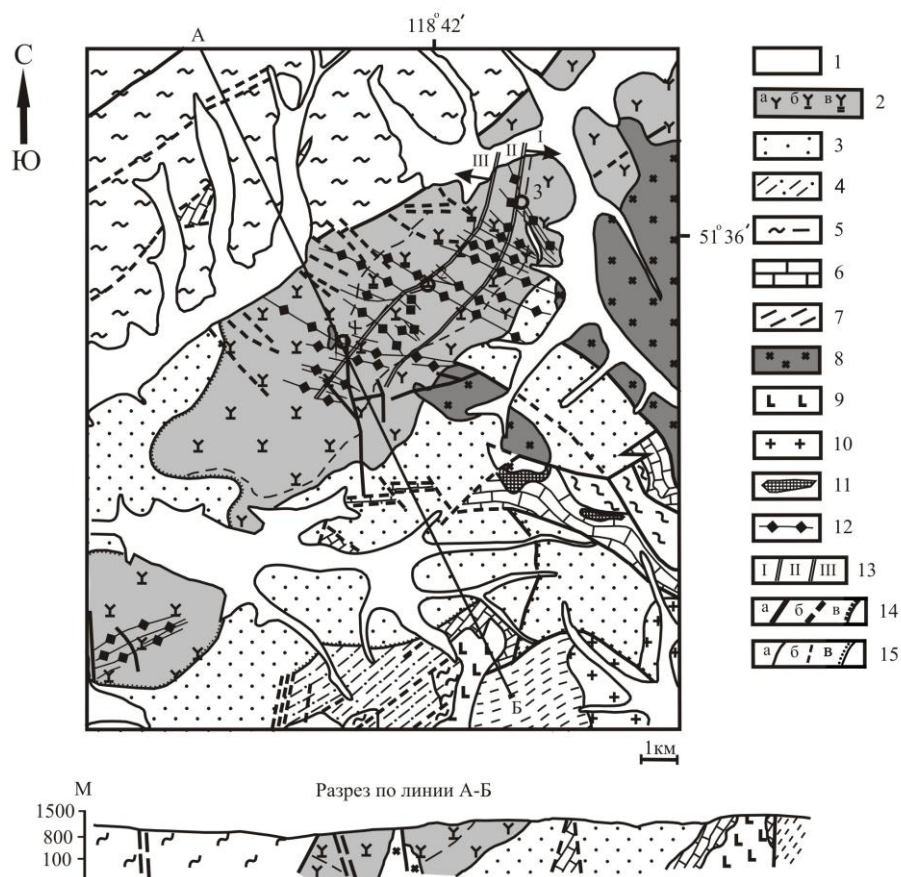


Рис. 1. Схема геологического строения района Ново-Широкинского полиметаллического месторождения. 1 – Четвертичные отложения (пески, валуны, супеси, суглинки с дресвой и щебнем); 2 – Шадаронская серия (J_{2-3}): а) верхняя толща (биотит-амфибол-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые андезитовые порфириды с прослоями туфов и туфобрекчий), б) средняя толща (амфибол-плагиоклазовые, плагиоклазовые андезитовые порфириды с прослоями туфов, туфопесчаников, в) нижняя толща (туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, вулканические брекчии с подчиненными покровами андезитов); 3 – полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы (J_2); 4 – яковлевская свита (D_3) (аркозовые песчаники, известняки, кремнистые сланцы); 5 – алтачинская свита ($\mathcal{E}_{1-2}$) (слюдистые алевролиты, песчаники, сланцы с прослоями известняков и кварцитов); 6 – быстринская свита ($\mathcal{E}_1$) (мраморизованные доломитовые известняки и доломиты с прослоями глинисто-серицитовых сланцев); 7 – уровская свита ($\mathcal{E}_1$) (кварциты, песчаники, сланцы); шахтаминский комплекс (J_{2-3}): 8 – гранодиориты, 9 – андезитовые, диоритовые порфириды; 10 – каменноугольные (С) граниты, гранодиориты; 11 – скарнированные породы; 12 – рудоносные кварцево-сульфидные жилы; 13 – рудные зоны с преимущественным развитием: I – турмалиновой, II – колчеданной и III – полиметаллической минерализации; 14 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, в – надвиги; 15 – контакты пород: а – стратиграфические и интрузивные, б – фациальные, в – несогласного залегания.

В северо-восточной части месторождения развит шток гранитоидов шахтаминского комплекса Лугиинского массива. Изотопный возраст этих гранитов (К-Аг метод) составляет 149 ± 5 млн. лет. [1]. Контактные части этого массива сложены оторочкой диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов мощностью до 10 м.

Позднеюрский интрузивный комплекс представлен жильной серией гранодиоритов: гранодиорит-порфирами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиридами и лампрофирами шахтаминского комплекса (J_{2-3}), распространенными в центральной и юго-восточной части месторождения. Мощность даек составляет 0,3-80 м, протяженность – 50 м.

На месторождении развито 15 рудных тел. Они представлены кварцево-сульфидными жилами. Мощность их достигает 3 м. В центральной части месторождения рудные тела ориентированы параллельно друг другу. На месторождении выделены следующие стадии рудного процесса: 1) кварцево-пирит-турмалиновая, 2) кварцево-пиритовая (колчеданная), 3) золото-полиметаллическая, 4) золото-сульфидно-полиметаллическая. Установлена латеральная зональность размещения этих стадий относительно выходов интрузий гранодиоритов

шахтаминского комплекса. Так, в экзоконтактовых частях Лугининского и Черемховского массивов отмечается развитие кварц-пирит-турмалиновой минерализации. По мере удаления от гранодиоритовых массивов интенсивность турмалиновой минерализации снижается.

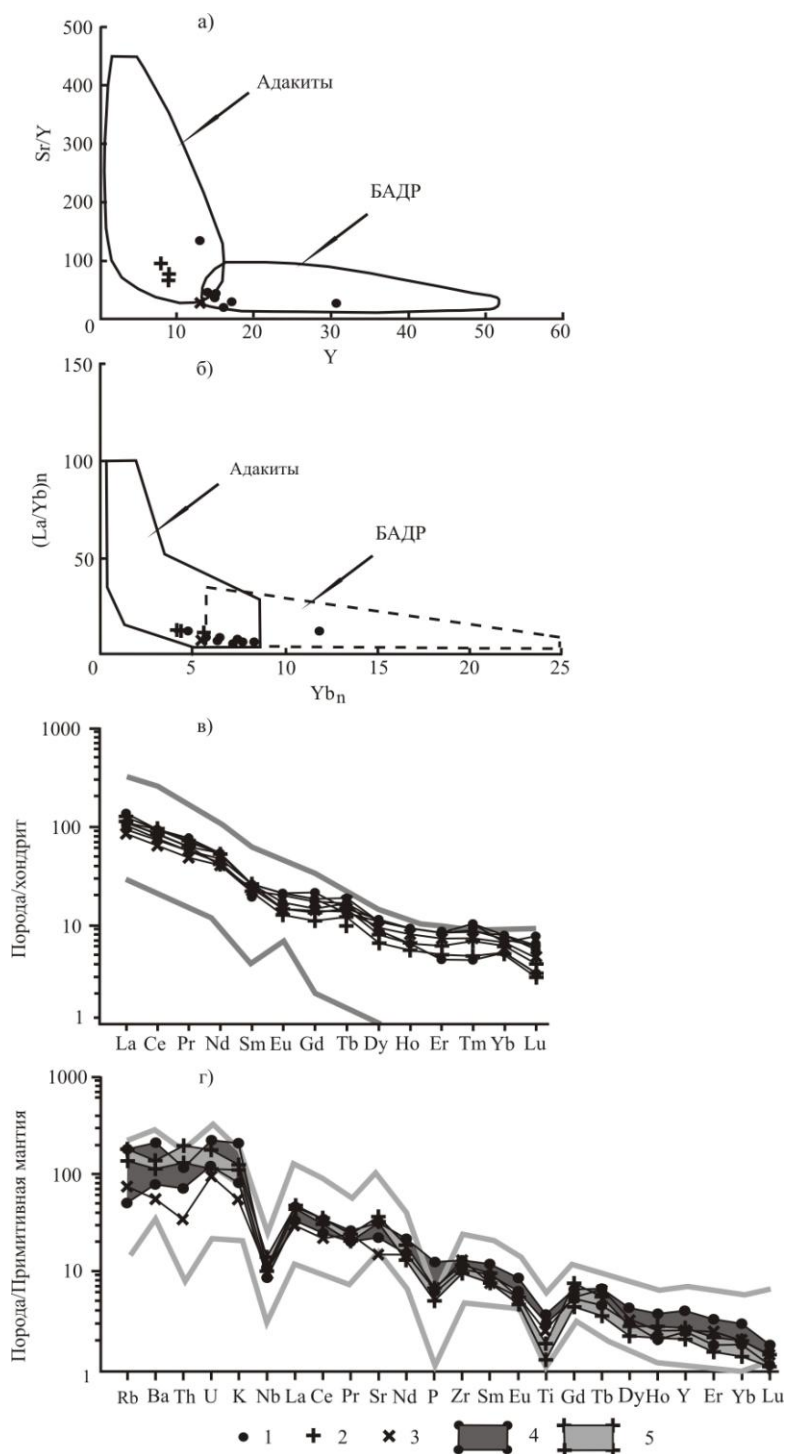


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы и геохимические спектры интрузивных и эффузивных образований Ново-Широкинского месторождения.

Условные обозначения: а) дискриминационная диаграмма $Sr/Y - Y$; б) дискриминационная диаграмма $(La/Yb)_n - Yb_n$ по [5]. БАДР – породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин; в) редкометалльный спектр сиенит-порфиров и базальтов залгатуйской свиты; г) то же, геохимический. Нормирование проводилось по составу примитивной мантии. Серые толстые линии «в» и «г», ограничивают вариации составов адакитов. 1 – андезибазальты и андезиты шадаронской свиты, шахтаминский комплекс; 2 – граниты, 3 – диоритовые порфиристы; 4 – поля значений эффузивов шадаронской серии, 5 – поля значений гранитов шахтаминского комплекса.

Во вторую стадию образуются кварцево-пиритовая минерализация с халькопиритом и арсенопиритом. Максимальное распространение минерализация этой стадии имеет в восточном фланге месторождения. Вслед за этой стадией образуется золото-полиметаллическая

(продуктивная) стадия, представленная рядом минеральных ассоциаций. Основные среди них – кварцево-галенитовая, карбонатно-сфалеритовая и полиметаллическая. Изотопный возраст калийсодержащей слюдки, выделенной из свинцово-цинковых руд, составляет 133 ± 5 млн. лет [2]. Завершает рудный процесс золото-сульфидно-полиметаллическая стадия.

По геохимическому составу значения интрузивных и эффузивных образований Ново-Широкинского месторождения на диаграммах $Sr - Y$, $(La/Yb)_n - Yb_n$ соответствуют адакитам (рис. 2).

Значения составов этих пород на спайдер-диаграммах не выходят за рамки ограничений адакитовых образований, за исключением фосфора (рис. 2). Формирование адакитов связано с процессами плавления субдуцировавшей океанической литосферы, деламинацией континентальной коры [1].

Образование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда. Адакитовые интрузии имеют следующие геохимические характеристики: величина $(La/Yb)_n$ не более 10; содержание Yb – менее 1,8 г/т; Y < 18,0 г/т; Sr > 300 г/т, которые обусловлены присутствием граната в рестите [1].

Таким образом, интрузивные и эффузивные породы Ново-Широкинского вулканоплутонического комплекса по геохимическим особенностям близки к адакитам. В распределении рудной минерализации относительно выходов гранитоидов шахтаминского комплекса отмечается следующая латеральная зональность (по мере удаления от гранитоидных штоков): кварцево-пирит-турмалиновая ассоциация → кварцево-пиритовая с халькопиритом, арсенопиритом → золото-полиметаллическая (продуктивная). Вмещающими породами являются андезиты, андезибазальты шадаронской серии.

Список литературы

1. Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185-1201.
2. Комаров П.В., Томсон И.Н. Возрастная последовательность оруденения и плутогенные минерагенические циклы на примере Восточного Забайкалья // Отечественная геология. 1995. № 10. С. 26-36.
3. Зорина Л.Д., Санин Б.П. Петрохимия и геохимические особенности Широкинского вулканоплутонического комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1980. № 2. С. 17-25.
4. Кормилицын В.С., Иванова А.А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля. 1968. М.: Недра, 176 с.
5. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V.46. P. 411-429.

VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX OF NOVO-SHIROKINSKY POLYMETALLIC DEPOSITS

Abramov B.N.

Institute of natural resources, ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

e-mail: b_abramov@mail.ru

Abstract: Petrochemical and geochemical particularities characteristics of volcano-plutonic complex, developed in the area of the Novo-Shirokinsky deposit close to adakites. Their formation associated with the processes of melting subductional oceanic lithosphere, delamination of the continental crust. In the distribution of ore mineralization relative to the granitoids outcrops of the shakhtaminsky complex marked lateral zonation: a high-temperature ore association are located in close proximity to intrusions, a low-temperature - on the removal from them.

Keywords: shakhtaminsky complex, shadaronskaya series, adakites.

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГУРБЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (БИРЮСИНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ РАЙОН)

Гармаев Б.Л., Татьков И.Г., Базаров А.Д.
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
e-mail: gin@gin.bscnet.ru

Абстракт: В сообщении представлены предварительные результаты изучения Гурбейского золоторудного проявления, расположенного в Бирюсинском золотоносном районе. Рассмотрены вещественный состав вмещающих метаморфизованных сланцев и сульфидных руд, а также комплексные геофизические модели, полученные по результатам электропрофилирования методом срединного градиента в модификации вызванной поляризации (ВП-СГ), магниторазведки и электротомографии.

Ключевые слова: Гурбей, рудное золото, геофизика.

Бирюсинский золотоносный район является одним из древнейших районов россыпной золотодобычи в Восточной Сибири, эксплуатация которого ведется с 1836 года. В общей сложности на территории района добыто более 40 тонн учтенного россыпного золота, тем не менее, на территории района отсутствуют известные крупные месторождения золота. В тоже время на территории района существует ряд золоторудных проявлений: Гурбейское, Катышное, Сергеевское, Миричун, Андреевское, Корзаковское, Черная Бирюса. В связи с этим нами были проведены комплексные геолого-геофизические работы на одном из рудопоявлений, с целью определения физических параметров структур, контролирующих размещение золотого оруденения.

Гурбейское золоторудное проявление находится в Нижнеудинском районе Иркутской области и удалено от города Нижнеудинск на расстояние 260 км. в юго-западном направлении (рис. 1). Рельеф площади среднегорный врез долин глубокие, относительные превышения составляют 300-700 м. Водоразделы сглажены, средняя крутизна склонов составляет 20-30 градусов, но на отдельных участках достигает 40-80 градусов. Вся площадь рудопоявления залесена (задернована), растительность горно-таежная.

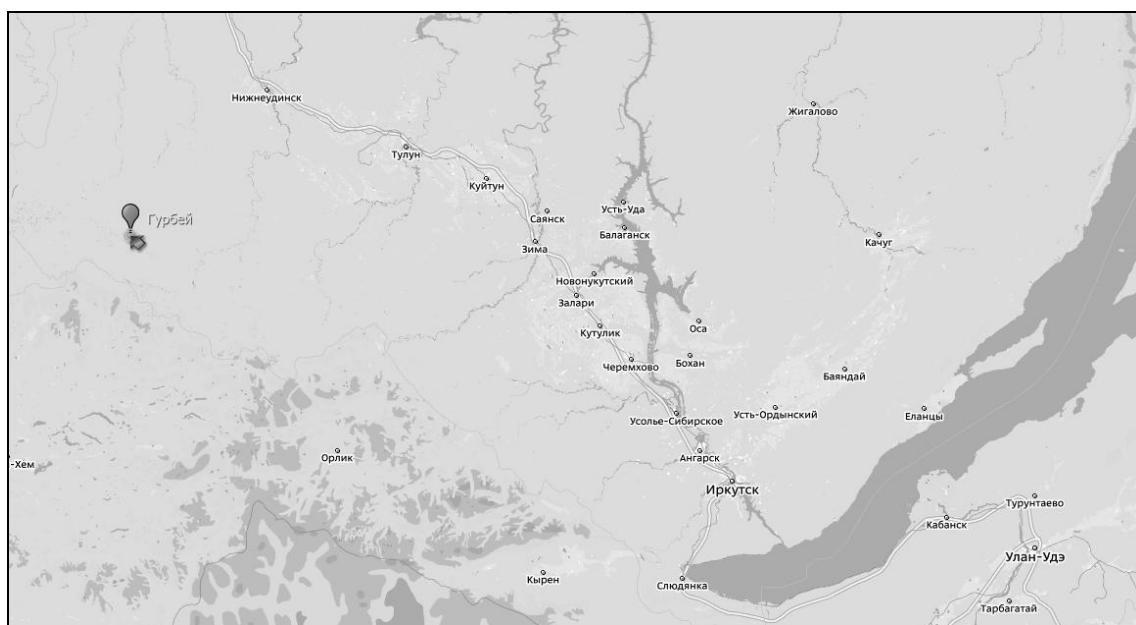


Рис. 1. Местоположение золоторудного проявления Гурбейское.

В геологическом строении рудопоявления принимают участие терригенно-карбонатные отложения мурхойской свиты (R?), представленные переслаиванием мраморизованных известняков, биотит-амфибол-хлоритовых и биотит-известковистых кристаллических сланцев, нередко с гранатом. Все породы претерпели метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации, о чем свидетельствует присутствие в породах граната. Стратиграфически выше залегают терригенно-вулканогенные отложения хорминской свиты (R?). Это серые известняки, карбонатные и углисто-кремнисто-карбонатные кристаллические сланцы, в меньшей степени

метаморфизованные туфы и песчаники. В северо-восточной и восточной частях площади развиты габбро-диориты, габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты (рис. 2). По данным предшественников [1] возраст пород оценивается как средне-рифейский.

Рудовмещающими породами выступают гранат-биотит-амфиболовые сланцы. Текстура пород массивная, участками – пльчатая, структура – порфиробластовая, структура основной массы лепидобластовая. Минеральный состав порфиробластов: светло-зеленая роговая обманка, цоизит и ставролит. Минеральный состав основной массы: хлорит, биотит, графит (до 5 %). В некоторых случаях наблюдаются кварцевые линзы с рудной вкрапленностью и отдельными включениями биотита и хлорита. В породе присутствуют ~10 % линзовидных агрегатов и кубического облика кристаллов пирита.

Рудные тела, вскрытые канавами и отдельными бульдозерными расчистками, подновленными в 2012 году, представляют собой зоны сульфидной минерализации в метаморфизованных сланцах мощностью около 1,5–2 м., при видимой протяженности порядка 10-15 м, а также редкими малосульфидными кварцевыми жилами с зонами кварцевого прожилкования.

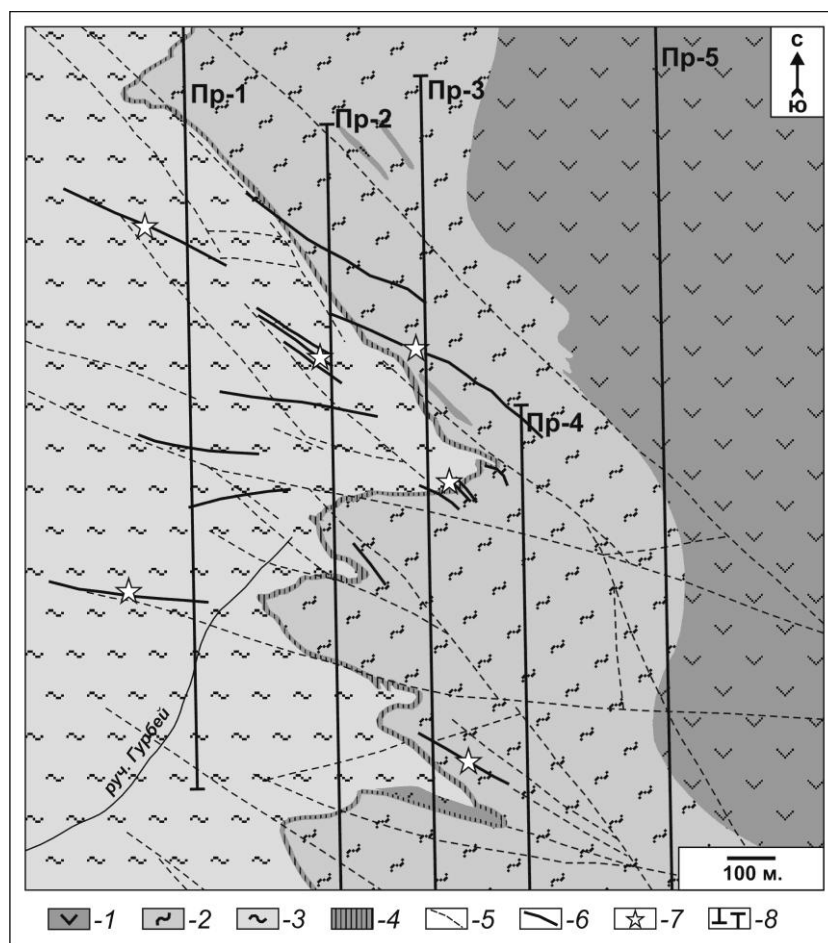


Рис. 2. Геологический план золоторудного проявления Гурбейское (по материалам Г.К. Галимова, 1989).

Условные обозначения: 1 – габбро-диориты, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты; 2 – сланцы карбонатные, углеродисто-серицит-кварцевые, карбонат-кварц-плагиоклаз-амфиболовые, гранат-биотит-хлоритовые (хорминская свита); 3 – сланцы известковистые, слюдясто-карбонат-кварц-полевошпатовые, биотит-амфибол-карбонатные, метапесчаники (мурхойская свита); сланцы двуслюдянные, гранат-ставролитовые; разрывные нарушения; 6 – рудные тела (вне масштаба); 7 – точки наблюдений и места отбора проб; 8 – профили.

Геофизические работы выполнялись по жестко закрепленной сети геофизических наблюдений, современным комплексом методов: 1) электропрофилирование методом срединного градиента в модификации вызванной поляризации (ВП-СГ) выполняется по редкой сети (100x20 м), с использованием современного оборудования ЭИН-209М (КазВИРГ) с одновременной регистрацией кажущегося сопротивления, ВП, градиента естественного поля (ЕП), с последующей статистической обработкой материалов и расчете трансформант (метал-

фактор) при интерпретации; 2) магнитной градиентометрией, основное достоинство которого – возможность разбраковки глубинных и поверхностных объектов за счет единовременного измерения магнитного поля на разных высотных уровнях, и, как следствие – более высокая помехоустойчивость. Выполнялась по редкой сети (100x10 м) [2] аппаратурой ММРОС-2 со встроенным GPS/Глонасс приемником для привязки координат; 3) электротомографию – современная компьютеризированная модификация классических методов электроразведки в модификации вызванной поляризации и сопротивлений (ВЭЗ, ДЭЗ, КЭП), отличающаяся высокой производительностью и большей разрешающей способностью в верхней части разреза и учетом рельефа дневной поверхности. Выполнялась в профильном варианте с шагом между электродами 5 м с использованием многоканальной цифровой станции Омега-48 (Логис Системс, г. Москва) на выделенных площадными методами объектах.

Кроме того, были отобраны образцы вмещающих пород и самих руд для проведения петрофизических исследований и выявления корреляционных зависимостей между построенными моделями и геологическими структурами.

По результатам проведенных комплексных площадных работ получен ряд структурно-вещественных комплексов (СВК), отличающихся по ряду физических параметров, условно разбитые на девять основных типов (рис. 3):

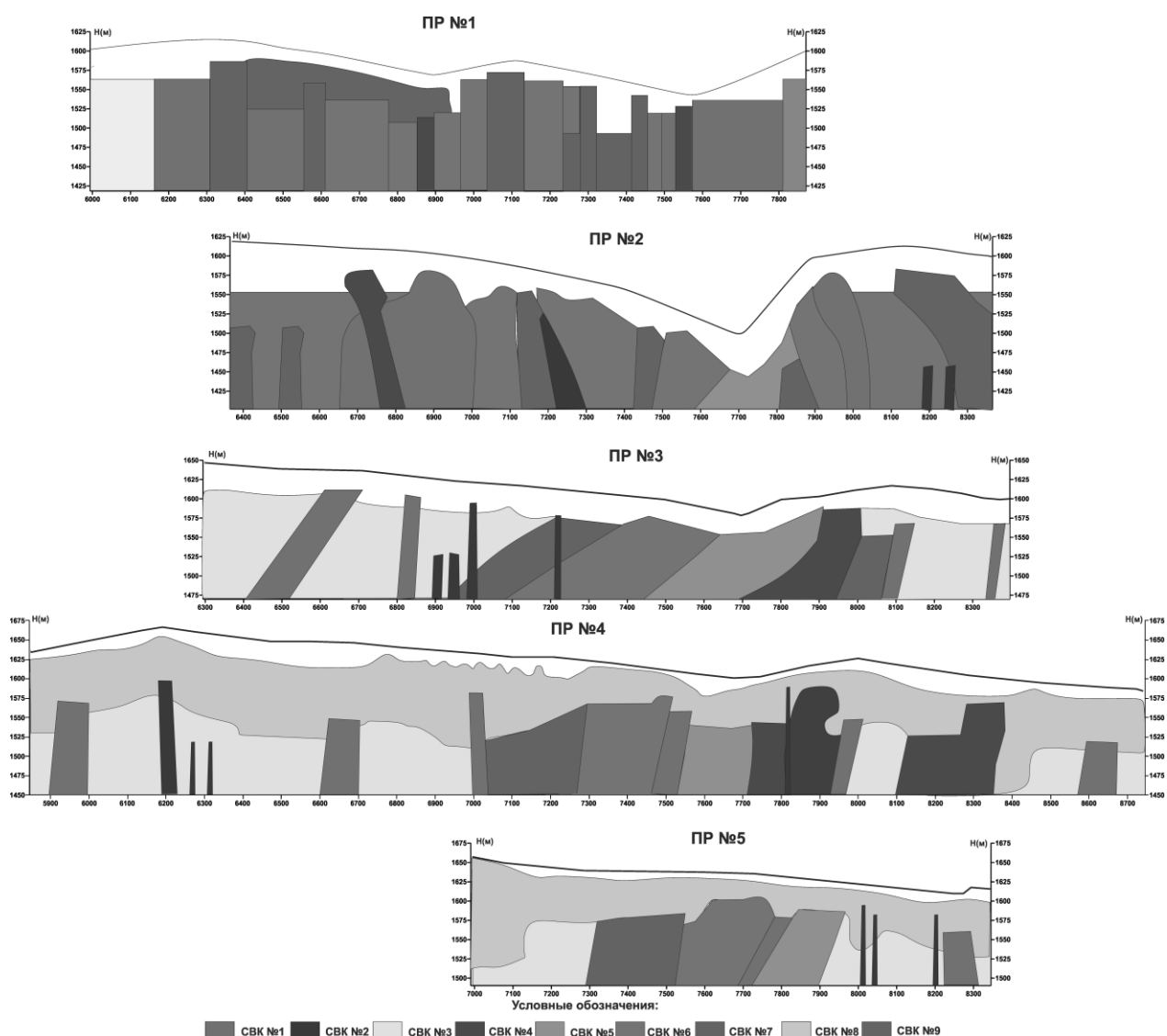


Рис. 3. Основные СВК золоторудного проявления Гурбейское.

- 1) метапесчаники;
- 2) минерализованные метабазиты;
- 3) сульфидизированные сланцы биотит-амфибол-хлоритового состава;
- 4) слабосульфидизированные зоны окварцевания;

5) обуглероженные сланцы и слабометаморфизованные алевросланцы с низкими содержаниями сульфидов и высокой графитизацией;

6) углисто-серицит-хлоритовым сланцам или алевросланцам, с низким содержанием сульфидов;

7) известковистым сланцам или метапесчанникам, с низким содержанием сульфидов;

8) дезинтегрированные амфиболиты;

9) промороженная (прокварцеванная ?) коре выветривания.

По итогам проведенных геофизических работ выявлено покровное субгоризонтальное тело ортоамфиболитов, являющееся покровным для большинства выделенных рудных тел. Расположение данного тела находится в верхнем течении руч. Гурбей и Черная Бирюса. Бурение данного объекта показало присутствие рудного материала в выделенных объектах в нижней части образываемого данным надвигом сложенных прокварцеванными песчаниками и обуглероженными сланцами с высокими содержаниями сульфидов.

В результате анализа геолого-геофизических данных авторы пришли к выводу о решающем рудоконтролирующем значении в распределении золото-сульфидного оруденения (аномалий ВП) системы разломов шовной тектонической зоны. Косвенное значение в распределении золото-перспективных аномалий имеет их пространственная близость к телам рудоматеринских, магнитных метабазитов, контролируемых с.-в. системой разломов и зонам субсогласных, электропроводящих катаклазитов и динамосланцев. Характерными для золотого оруденения являются два основных структурно-формационных комплекса – золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый. Выделенные комплексы образуют на территории массивные структуры, расположенные под надвигом зоны окварцевания в восточном направлении и опускаясь ниже зоны эрозионного вреза руч. Гурбей в западном направлении, тем самым объясняется образование крупных россыпей долины р. Бирюса.

Сульфидные минералы образуют зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, и представлены пиритом, пирротин, халькопиритом, реже ильменитом. Внутри крупных зерен пирротина нередко присутствует халькопирит (рис. 4а). В одном случае в аншлифе в кварце, с включениями вмещающих метаморфизованных сланцев и пирротина, отмечается выделения самородного золота (рис. 4б).

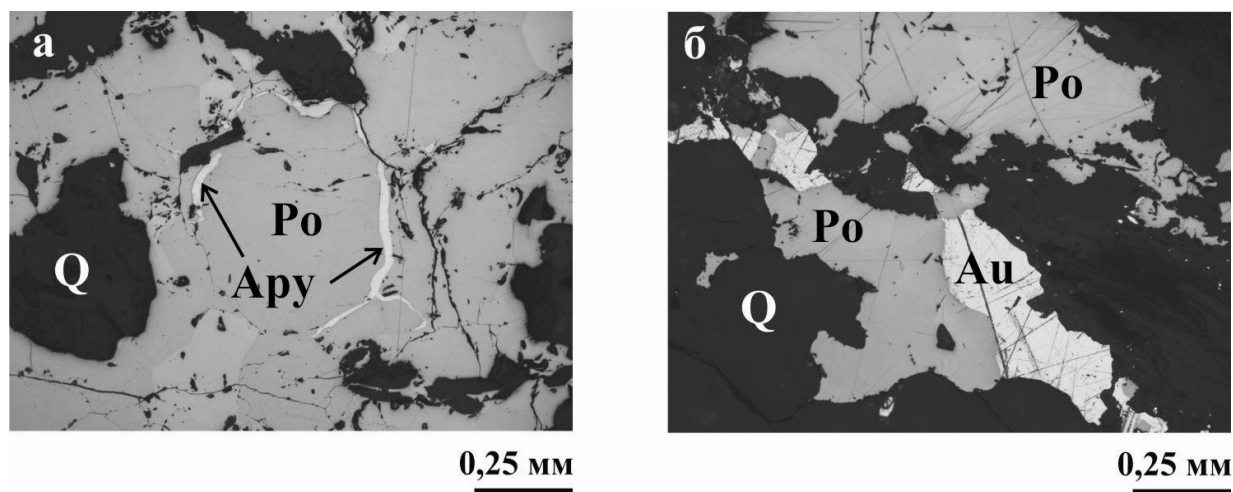


Рис. 4. Характер выделений рудных минералов (Po – пирротин, Аpy – арсенопирит) и самородного золота (Au) в кварцевом (Q) прожилке.

Протолитом (исходной породой) являлись осадочные образования: мергели (и/или известковистые песчаники), глины и граувакки (песчаники). Причем в осадочной толще наблюдалось как грубое, так и тонкое переслаивание этих пород. В дальнейшем осадочная толща была метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, о чем свидетельствует присутствие в породах граната, ставролита и цоизита. Судя по наличию в отдельных образцах вмещающих пород порфиробластов роговой обманки, температуры метаморфизма достигали верхов эпидот-амфиболитовой фации – начала амфиболитовой.

Таким образом, в результате проведенных комплексных исследований дополнены геолого-геофизические модели золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого и золото-

сульфидного типов, выявлены основные структурно-тектонические особенности территории, осуществлено литологическое расчленение разреза, определены участки наложенного метаморфизма, прослежены в пространстве и на глубину несколько десятков комплексных геофизических аномалий, определены поисковые геофизические признаки выявления золото-сульфидного оруденения, как минерализованных зон образованных на границе внедрения массивных зон окварцевания.

Установлена связь рудного процесса с внедрением в метаморфизованную осадочную толщу кварцевых жил и прожилков, которые способствовали с одной стороны привносу рудного вещества, а с другой – его мобилизации из протолита. Об этом свидетельствует присутствие линз рудного вещества внутри метаморфических пород, а также тесная связь золота с пирротином и его концентрирование вблизи и на контактах кварцевых жил с гнейсами.

Список литературы

1. Галимов Г.К. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в Бирюсинском золотоносном районе // Иркутское производственное геологическое объединение. Ангарская экспедиция. Т. 1. Иркутск, 1989.
2. Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984.

О ПРИКЛАДНОМ ЗНАЧЕНИИ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АЛМАЗОВ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, Россия

e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Алмаз – минерал с широким комплексом физико-химических, кристалло-морфологических и других особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных. Алмазы из отдельных кимберлитовых тел (а нередко и из различных минералого-петрографических разновидностей кимберлитов в одном из месторождений) довольно существенно отличаются по ряду типоморфных особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. Современные методы исследования алмазов дают возможность получить большой объем информации об условиях их образования, последующего существования и изменения, что имеет важное значение при прогнозировании, поисках и оценке алмазных месторождений. Из большого спектра этих особенностей наиболее информативными и относительно легко диагностируемыми являются: морфология, фотолюминесценция, распределение оптически активных и водородных центров, электронный парамагнитный резонанс, химический состав твердых включений в алмазах и др. При этом главнейшими из них является определение принадлежности алмазов к определенной минералогической разновидности, что происходит по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств. В России применяют несколько предложенных классификаций [4, 11, 17]. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел Сибирской платформы (Якутия, Красноярский край и Иркутская область) с применением минералогической классификации алмазов, предложенной Ю.Л. Орловым [17], по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов (с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов), нами накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов Сибирской алмазоносной провинции и провести районирование территорий. Кратко напомним, что представляют собой основные разновидности алмазов. *Алмазы I разновидности* [17] наиболее распространены в природных объектах. В кимберлитовых месторождениях их выход составляет 80-90% и падает до 50% с ростом размеров кристаллов. В россыпях северо-востока Сибирской платформы (СП) их содержание уменьшается. Основной формой кристаллов является октаэдр. По внешней морфологии к этой разновидности относятся плоскогранные октаэдры, часто имеющие слоистость на ребрах. Обычно эти алмазы прозрачные и бесцветные. В разных месторождениях содержание алмазов I разновидности разных габитусных форм и окрашенных индивидов изменяется. Среди них чаще, чем среди алмазов других монокристаллических разновидностей, встречаются обломки и кристаллы со сколами. Среди алмазов I разновидности по своим свойствам выделяются беззотные и полупроводниковые алмазы типов Па и Пв.

Для алмазов разновидности П [17] характерна кубическая форма роста и их окраска: обычно янтарно-желтая и желто-оранжевая, иногда с зеленоватым оттенком. В отдельных случаях кристаллы в результате эпигенетических процессов имеют кофейно-коричневый или бурый цвет. По физическим свойствам к этой разновидности отнесены также непрозрачные, черные с металлическим блеском алмазы. В процессе растворения кубические кристаллы меняют облик, приобретая кривогранные формы. Алмазы П разновидности в небольших (менее 3%) количествах устанавливаются в некоторых кимберлитовых телах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (трубки Юбилейная, Удачная, Комсомольская, Иреляхская и др.) и составляют значительную часть (5-50%) в россыпях северо-востока СП, коренные источники которых не установлены.

К алмазам III разновидности относятся [17] полупрозрачные и непрозрачные кристаллы кубической формы, которая усложняется развитием других основных граней. Габитус часто

искажается вследствие срастания нескольких кристаллов по {100} или образования двойников прорастания. Алмазы этой разновидности окрашены в серый цвет, который может меняться до темно-серого и даже черного. Все градации окраски объясняются тем, что внешние зоны кристалла насыщены микроскопическими включениями и мелкими трещинами. Алмазы III разновидности встречаются только в некоторых месторождениях и россыпях, главным образом, среди крупных разностей кристаллов.

Алмазы IU разновидности известны [17] давно и описаны в литературе [1-20] как алмазы в оболочках. Этим названием подчеркивается, что такие алмазы имеют структурно-различимые части с четкой границей раздела – ядро и оболочку, которые на сколах кристаллов хорошо видны невооруженным глазом. Необходимо отметить повышенное (до 10% и более) содержание алмазов с оболочкой в уникальных по продуктивности кимберлитовых телах Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская, Нюрбинская), трубках Айхал и Юбилейная Далдыно-Алакитского района, где они несут на себе признаки природного растворения [12, 13]. Обычно ядром алмазов этой разновидности являются бесцветные прозрачные кристаллы с октаэдрическими гранями и со всеми особенностями реальной структуры, присущими I разновидности. Окраска алмазов этой разновидности обусловлена оптическими свойствами оболочек. В зависимости от насыщенности микровключениями оболочки могут быть полупрозрачными и непрозрачными.

Алмазы U разновидности обычно на СП встречаются в россыпях [13], где в отдельных случаях их содержание достигает 40-50%, в то время как среди кимберлитовых алмазов они обычно не превышают долей процента. К ним относятся темные, серые, иногда почти черные алмазы, имеющие переходные между октаэдром и ромбододекаэдром формы [1, 2, 11, 20]. Их окраска определяется большим количеством включений, прежде всего графита, находящихся во внешней зоне кристалла в виде хлопьев или точечных образований. Встречаются также сростки из двух-трех кристаллов с общей оболочкой. Центральная часть кристаллов этой разновидности является бесцветной и прозрачной. В целом отмечается резкое отличие алмазов U разновидности из кимберлитовых тел от алмазов той же разновидности из россыпей СП..

Алмазы U1 разновидности (баллас) в нашей стране попадались в незначительном количестве только в россыпях, но в виде поликристаллических шаровидных образований [2, 13, 19] характерны для россыпей Бразилии и Южной Африки. Есть сведения о находке балласов и в кимберлитовой трубке Премьер (Африка).

К алмазам UP разновидности относятся сростки из нескольких достаточно крупных (до 4-5 мм) кристаллов [2, 17], которые обычно полупрозрачны вследствие множества включений, внутренних трещин и каналов травления, развитых по трещинам и по границам срастания отдельных кристаллов. Форма их роста – октаэдр, который в результате растворения может принимать додекаэдрический облик. Их значительную часть составляют циклические сложные двойники. Все кристаллы имеют каналы травления («шрамы»). Существуют переходы между алмазами UP и U разновидностей, причем часто в сростках отдельные индивиды представлены серыми кристаллами U разновидности. К UP разновидности относятся также сложно деформированные двойники и сростки додекаэдров из россыпей северо-востока СП, часто полициклические, близкие по своим особенностям к U разновидности, но почти без включений графита. Комплекс типоморфных особенностей алмазов U+UP разновидностей из указанных россыпей свидетельствует об их принадлежности к одному генетическому типу, происходящему из коренных источников неизвестного типа.

Алмазы разновидности UШ представляют собой друзоподобные сростки многочисленных хорошо ограненных мелких алмазов одинакового размера (до 1 мм). Кристаллы наружной части сростка представлены октаэдрами, часто со ступенчато-пластинчатым характером развития граней, бесцветными и прозрачными. В центральной части агрегата просматривается темное ядро неправильной формы. Алмазы UШ и IX разновидностей в месторождениях обычно встречаются вместе, иногда достигая в отдельных трубках до 20%.

К алмазам IX разновидности относятся [13,17] поликристаллические сростки в виде кусков неправильной формы, образованных из зерен размером 0,02-0,1 мм, иногда неоднородных по величине и не имеющих кристаллографической огранки. Агрегаты непрозрачны, окрашены в цвета от темно-серого до совершенно черного.

Алмазы разновидности X (карбонадо) известны давно. Они были найдены в россыпях Бразилии, Венесуэлы и Центральной Африки. На СП карбонадо X разновидности практически отсутствуют. Единичные образцы отнесены к этой разновидности только по рентгеноструктурным исследованиям.

К алмазам X1 разновидности относятся поликристаллические и синтетические алмазы, содержащие в структуре три известные модификации углерода: алмаз, лонсдейлит и графит. Условия их образования являются следствием динамических нагрузок, сопровождающихся соответствующим разогревом. В природе алмазы разновидности X1 встречаются в метеоритных кратерах и метеоритах. В россыпях северо-востока СП обнаружены бесформенные или пластинчатые зерна темно-бурого до стально-серого цвета, своим внешним видом напоминающие шлак. Рентгенографическими исследованиями они определены как карбонадо и с учетом их специфики для них было предложено название «якутит». Аналогичные поликристаллические агрегаты алмаза были встречены [19] и в аллювиальных отложениях Украины. Коренными источниками таких зерен являются метеориты и ударно-метаморфизированные породы.

В природе в действительности мы видим смесь отдельных разновидностей алмазов. Так, в кимберлитовой трубке Интернациональная в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе преобладают [1-8,18-20] бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности (71%), реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (23%) при пониженном (меньше 1%) содержании ламинарных ромбододекаэдров. В рядом находящейся в этом же районе кимберлитовой трубке имени XXIII съезда КПСС, характеризующейся в верхней части с четко выраженной корой выветривания, также представлены [2, 19] бесцветными, реже эпигенетическим окрашенными в лилово-коричневые цвета алмазами 1 разновидности. Среди них резко преобладают (до 82%) кристаллы октаэдрического габитуса при невысоком (до 13%) содержании кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. В свою очередь, из трубок Накынского кимберлитового поля (трубки Нюрбинская и Ботуобинская) отмечаются [12,13] бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы 1 разновидности при повышенной доле, по сравнению с другими месторождениями Якутии, алмазов 1У разновидности с окрашенной в желтовато-зеленые и серые цвета оболочкой. В слабоэродированных диатремах, с развитой в верхней части толщей вулканогенно-осадочных пород, ярким примером которых является самая большая в Якутии (69 га) кимберлитовая трубка Юбилейная, среди бесцветных прозрачных и полупрозрачных кристаллов почти половину составляют разности, окрашенные в различные цвета [13, 20]. Среди них свыше 30% бледно-дымчато-коричневых, меньше розово-лиловых и лилово-коричневых окрашенных вследствие пластинчатой деформации. Характерно значительное количество индивидов с признаками природного травления (шрамы, матировка, коррозия, каверны и др.), количество которых по месторождению достигает 25% всех алмазов. Таким же разнообразием характеризуется спектр алмазов из россыпей. В качестве примера можно привести россыпи алмазов Нижнеэбеляхского поля и Приленского алмазоносного района [2, 13].

При всем разнообразии алмазов даже в пределах одной СП, по которой сделана применяемая классификация Ю.Л. Орлова [17], представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов: *1 тип первоисточника* – кимберлитовый, характерный для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста, характеризуется резким преобладанием алмазов 1 разновидности, представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов и образующих непрерывный ряд, а также присутствием алмазов с оболочкой 1У разновидности, серых кубов III разновидности, поликристаллических агрегатов УШ-IX разновидностей, а в отдельных месторождениях (трубка Юбилейная) равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов II разновидности.

II тип первоисточника – алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; он выделяется по преобладанию додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствию бесцветных кубоидов 1 разновидности.

Ш тип первоисточника – алмазы невыясненного генезиса, характерные, в основном, для россыпей северо-востока СП, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены. Кристаллы этих источников представлены графитизированными ромбододекаэдрами У разновидности, сложенными двойниками и сростками додекаэдроидов УП разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами П разновидности с изотопным составом углерода промежуточного ($\delta^{13}\text{C} = -13,60 \text{‰}$) состава, образующими ассоциацию «эбеляхского» («нижнеленского») типа.

1У тип первоисточника – алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода – лонсдейлита (якутит).

Полученные данные позволили разделить [13] Сибирскую алмазоносную провинцию на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую (центральная часть платформы) с преобладанием 1 типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток платформы) с преобладанием кристаллов Ш типа первоисточника невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад платформы) с преобладанием типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа, источником которых возможно были докембрийские терригенные формации платформы и ее складчатого обрамления; Алданскую (юго-восток платформы) с находкой единичных округлых алмазов.

Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых тел СП позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное [12-14] районирование. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгдинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгдинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника невыясненного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типов алмазоносных отложений. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. Для россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10%) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ. Таким же образом, с использованием структурно-тектонических и минералогических критериев, выделены алмазоносные районы и кусты трубок.

Подводя краткие итоги настоящего сообщения, хочется на основании многолетнего опыта изучения алмазов отметить, что такие детальные исследования комплексом современных методов с геологической привязкой необходимы и актуальны. Во-первых, это фундаментальные комплексные исследования минералогии, кристаллографии и физических свойств алмазов и твердых включений в них для выяснения условий генезиса. Во-вторых – это использование информации, полученной разными методами при комплексном исследовании алмазов, для решения прикладных вопросов, непосредственно связанных с практикой геологоразведочных работ. К ним относятся установление связи вещественно-индикационных параметров кимберлитового магматизма различной алмазоносности и геолого-структурного положения кимберлитовых тел, что позволяет установить региональные и локальные типоморфные особенности, а также выяснить вопрос о коренных источниках алмазов россыпей. Третьим направлением комплекса минералогических исследований алмазов, развивающихся на стыке минералогии и технологии минерального сырья, является разработка рекомендаций, направленных на создание наиболее рациональных схем переработки руды и обеспечивающих кристаллосберегающие технологии, а также уточнение областей применения алмазов с учетом их реальной структуры и физических особенностей и

выявление объектов с повышенным качеством алмазного сырья. Результаты сравнительного изучения минералогии и физических особенностей алмазов из известных кимберлитовых трубок говорят о четком типоморфизме их особенностей, свидетельствующем о своеобразии термодинамических и геохимических условий алмазообразования в отдельных трубках, кустах и кимберлитовых полях. Анализ типоморфных особенностей алмазов из кимберлитовых тел позволил обосновать как наличие неоднородностей в строении верхней мантии в пределах провинции, так и различия в интенсивности проявления эпигенетических процессов, приведших к растворению, коррозии и пластической деформации алмазов, характерной для отдельных регионов. Выполнение комплекса минералогических исследований алмазов и минералогическое районирование территорий необходимо как для рационального определения направления геологоразведочных работ, так и для повышения их качества и эффективности, что будет способствовать открытию новых месторождений алмазов и интенсификации всех работ, направленных на прирост запасов алмазного сырья. Полученные в результате анализа большого фактического материала данные по комплексному исследованию алмазов Сибирской и Восточно-Европейской платформ, принципы районирования территорий могут быть успешно использованы для решения аналогичных или близких задач по другим алмазоносным провинциям мира.

Список литературы

1. Аргунов К.П., Зинчук Н.Н. Некоторые вопросы онтогении природных алмазов // Исследование высокобарических минералов. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С.166-186.
2. Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: Гео, 2001. 276 с.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.
4. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1991. 172 с.
5. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. Новосибирск: Наука, 2000. 264 с.
6. Беленко Ю.М. Содержание азота в алмазах якутских месторождений // Геология и геофизика. 1979. №7. С. 120-124.
7. Блинова Г.К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Докл. АН СССР. 1987. Т.294. №-4. С. 868-871.
8. Боткунов А.И. Некоторые закономерности распределения алмазов трубке Мир // Зап. ВМО. 1964. Ч.93. В.4. С.424-435.
9. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Сворень И.М., Аргунов К.П. Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. №-11. С. 1586-1595.
10. Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия. 1984. №-8. С.1091-1117.
11. Гневушев М.А., Бартошинский З.В., Зинков А.П. Данные о закономерностях распределения алмазов в кимберлитовых трубках Западной Якутии // Алмазы Якутии. М.: Наука, 1961. С.106-122.
12. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Черный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисловых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
13. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
14. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Об основных типоморфных особенностях алмазов в краевых частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2001. №-4. С.22-35.
15. Каминский Ф.В., Бартошинский З.В., Коптиль В.И. Некоторые вопросы терминологии поликристаллических агрегатов алмаза // Минералог. сб. Львовского ун-та, 1987. № 41. В.2. С.15-20.
16. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза. М.: Недра, 1999. 224 с.
17. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 264 с.
18. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С.70-80.
19. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 556 с.
20. Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафонов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников. Киев: Наукова думка, 1989. 183 с.

ABOUT APPLICATION SIGNIFICANCE OF DIAMOND TYPOMORPHIC FEATURES

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Centre of the SR (Ya) AS, Mirny, Russia

e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Abstract: Typomorphic features of diamonds of the Siberian platform perspective territories are adduced and possibility to use them when forecasting primary deposits is shown at the stages of regional, average-scale, as well as local forecasting. Examples of using typomorphic features of diamonds are shown for forecasting high-diamondiferous kimberlites within Central-Siberian (Malo-Botuobinsky, Daldyn-Alakitsky, Morkoka and Sredne-Markhinsky regions, Lena-Anabar (Kyutyungdinsky region) and Tunguska (Baikitsky region) sub-provinces. Bibliography 20 items.

Keywords: typomorphism of diamonds, Siberian platform, regional and local forecast, high-diamondiferous kimberlites.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СВЯЗИ С АЛМАЗОПОИСКОВЫМИ РАБОТАМИ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, Россия

e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

В продуктивных осадочных толщах, которые являются потенциально алмазоносными и через которые проводят поиски коренных источников алмазов, часто содержатся глинистые образования. Как показали наши исследования верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП), источниками таких глинистых образований служили древние коры выветривания (КВ) на различных породах. В последние годы прогнозно-поисковые работы на алмазы развиваются на новых площадях распространения верхнепалеозойских отложений и в первую очередь – в Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском, Средне-Мархинском и Маркокинском алмазоносных районах, расположенных, соответственно в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях восточного борта Тунгусской синеклизы и на северо-востоке Ангара-Вилуйского прогиба. С целью выяснения условий размыва и переотложения материала древних КВ в продуктивных толщах в последние годы проведено комплексное изучение вещественного состава элювия на различных породах, а также верхнепалеозойских осадочных комплексов одного из важнейших алмазоносных районов – Мало-Ботуобинского, расположенного в центре Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). В разрезе верхнепалеозойских отложений Мало-Ботуобинского алмазоносного района выделяются континентальные верхнекарбово-нижнепермские образования лапчанской, ботуобинской и борулойской свит [1, 4, 10]. *Лапчанская свита* (до 20-25 м) представлена темно-серыми глинами и алевролитами с прослоями песков. В нижней части, сложенной в основном продуктами переотложения верхнедевонских-нижнекаменноугольных КВ, а иногда и прослоями (линзами) гравелитов, галечников и брекчий мощностью до 0,8 м. *Ботуобинская свита* (60-70 м) залегает с признаками размыва на лапчанской свите или на эродированной поверхности пород нижнего палеозоя. В составе её различают две подсвиты. Нижняя (50-55 м) сложена зеленовато-серыми мелко-, средне-, редко крупнозернистыми песками, выше – тёмно-серыми плотными глинами, алевролитами с прослоями мелкозернистых песков и углисто-глинистых образований. Верхняя подсвита (10-12 м) представлена зеленовато-серыми тонкозернистыми песками и алевролитами. *Борулойская свита* (90-100 м) с размывом перекрывает различные горизонты ботуобинской свиты и пород нижнего палеозоя. Она также разделена на нижнюю (50-65 м) и верхнюю (до 35 м) подсвиты. Низы разреза (10-15 м) образованы зеленовато- и желтовато-серыми средне- и крупнозернистыми песками с базальными гравелитами и галечниками мощностью до 2 м. Выше развиты глины, алевролиты с маломощными прослоями углей, на которых с размывом залегает пачка (30-40 м) желтовато-серых средне-, мелкозернистых песков. Верхняя часть нижней подсвиты представлена тёмно-серыми алевролитами, плотными глинами и углистыми образованиями. Верхняя подсвита сложена белесыми мелко- и среднезернистыми песками.

В Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском районах СП благоприятные условия для формирования мощных КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. В пределах Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) древние коры выветривания развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах [2-9]. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно, здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Мало-Ботуобинском районе относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались на Улу-

Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. При этом в отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей. Такие профили изучены нами [2, 3] на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя мощностью до 16 м (правобережье нижнего течения р. Малая Ботуобия), на траппах нижнего триаса мощностью до 43,5 м (Хатат-Улегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м.

Проведёнными нашими более ранними исследованиями показано [9], что существуют существенные различия в составе продуктов выветривания на различных типах пород в анализируемом регионе. Установлена их различная концентрация в перекрывающие КВ верхнепалеозойских отложениях [2, 3, 9]. Так, в базальных горизонтах *лапчанской свиты* отмечено самое высокое (по сравнению с другими толщами верхнего палеозоя) содержание галек кислых эффузивов, известняков, известковистых песчаников, доломитов, мергелей, что указывает на преобладающую роль при их формировании местного материала. Лапчанская свита отличается несколько обеднённым комплексом терригенных минералов и самыми большими концентрациями аутигенных образований. В глинистых фракциях обычно доминирует обломочный каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Количество и состав грубообломочного материала, минеральные парагенезисы лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций позволяют утверждать о преобладающем влиянии в период формирования лапчанской свиты продуктов переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и о значительно меньшем влиянии выветрелых пород основного и ультраосновного состава. В отличие от этого, в грубообломочном комплексе *ботуобинской свиты* отмечено повышенное (до 60% и больше) количество галек кварцитов. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах ботуобинской свиты не обнаружено чётких закономерностей в распределении основных групп минералов легкой, тяжёлой и глинистой фракций, что указывает на неравномерное переотложения материала из древних КВ. В низах разрезов ботуобинской свиты увеличивается концентрация обломочного монтмориллонита, неупорядоченных монтмориллонит-гидрослюдистых и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований, что свидетельствует об увеличении здесь доли продуктов выветривания основных и ультраосновных пород и о резком уменьшении таковой терригенно-карбонатных пород. В грубообломочных породах *борулойской свиты* несколько возрастает количество обломков кварца. Основное отличие этой свиты от нижележащих пермо-каменноугольных толщ сводится к широкому присутствию в лёгкой и тяжёлой фракциях биотита, мусковита и лепидомелана. В пелитовой части преобладают монтмориллонит и неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) пойменных и озёрно-болотных фаций – и каолинит. Анализ минерального состава борулойской свиты позволяет говорить о большом влиянии в период её формирования продуктов выветривания основных пород среднепалеозойского возраста и о подчинённой роли терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, которые к тому времени в значительной степени были перекрыты отложениями лапчанской и ботуобинской свит.

Проведёнными исследованиями показано [2, 3], что формирование отдельных зон в разрезах КВ бесслюдистых изверженных пород как кислого, так и основного состава имеет в целом общие черты. В отличие от рассмотренных выше бесслюдистых пород кислого состава, слюдистые образования, как, например, терригенно-карбонатные отложения ЯАП [2, 3, 7], содержат в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослуду ($b = 0,900$ нм) в виде смеси политипных модификаций $1M$ и $2M_1$ ($1M > 2M_1$), триоктаэдрический хлорит ($b = 0,922$ нм) и серпентин ($b = 0,935$ нм). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской КВ. Наибольшее преобразования исходные породы претерпели в КВ северной части Мало-Ботуобинского района. В средней зоне КВ рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезают. Подвергается существенной деградации также гидрослюда $1M$ (как менее устойчивая по сравнению с $2M_1$), причём трансформационные процессы в структуре гидрослюды $1M$ обуславливают значительное увеличение количества разбухающих слоёв, в то время как гидрослюда $2M_1$ остаётся относительно стабильной. В результате этого возникает монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование вначале с содержанием менее 40% разбухающих пакетов, но в верхней зоне количество

последних увеличивается и становится больше 40%. Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне КВ, быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюда $1M$ к верхам профиля выветривания резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа $2M_1$ ($2M_1 > 1M$).

Изученные нами разности ультраосновных пород (такowymi являются кимберлиты) представлены [2,3,7,10-12] агрегатами серпентина из слоёв типа A и B ($b=0,929$ нм) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита. В нижней зоне КВ таких пород содержится, кроме того, примесь хлорита ($b=0,920$ нм), сепиолита, ди- триоктаэдрического $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита ($b=0,905$ нм) и гидрослюда ($b=0,900$ нм) $1M$, ассоциирующей с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, относящимися в последних двух случаях к продуктам частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюда, а серпентин представлен только слоями A . Одновременно с этим резко увеличивается содержание как $Mg-Fe$ -хлорита, так и близкого к собственно Mg -разновидности, а также $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, причём разбухающий минерал, судя по свойственным ему сравнительно узким рефлексам на рентгенограммах, характеризуется относительным совершенством структуры. Смешанослойная фаза в этих двух частях разреза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчинёнными – разбухающими. В самых верхних частях профилей выветривания кимберлитов в связи с развитием в них окислительной обстановки хлорит не всегда генерируется, а может чаще всего образовываться вермикулит и рассмотренные выше продукты его дальнейшей трансформации. Одновременно с этим в результате продолжающегося процесса диоктаэдризации монтмориллонита происходит некоторое ухудшение степени совершенства его структуры. Сопровождающая эти преобразования в низах верхней зоны частичная деструкция монтмориллонита обуславливает относительное увеличение содержания в ней гидрослюда. В самих верхах разрезов из продуктов деструкции наиболее разупорядоченной части диоктаэдрического монтмориллонита и смешанослойной фазы синтезируется небольшая примесь каолинита. В ассоциации с ними отмечается примесь серпентина, представленного структурным типом A . Это сопровождается уменьшением его параметра b (с $0,920$ до $0,915$ нм) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом (Fe^{3+}). Судя по проявлению в этой зоне (в прослоях с невысоким содержанием хлорита) на кривых ДТА дериватограмм интенсивного эндоэффекта при температуре $540-560^\circ C$ и экзоэффекта при $900-910^\circ C$, а также сохранению на дифрактометрических кривых рефлексов, кратных $0,715$ нм после обработки образцов HCl , в этих продуктах выветривания есть примесь каолинита.

Таким образом, изученные профили выветривания слюдистых пород от кислого до ультраосновного состава также характеризуются сходным строением. Особенностью изменения пород уже в нижней зоне является возникновение за счёт первичных – гипогенных минералов (главным образом, триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наибольшее развитие имеют разбухающие минералы. Для продуктов выветривания слюдистых разностей основных пород, как и их бесслюдистых аналогов, характерно к тому же, в отличие от кислых пород, более высокое содержание разбухающих минералов. Благодаря этому и вследствие существенной триоктаэдричности значительной части этих минералов в профилях выветривания основных пород, они сохраняются более длительное время, включая верхнюю зону. В этих частях профилей выветривания кислых пород (к таковым можно отнести и терригенно-карбонатные образования) в результате более быстрого разложения наименее совершенной в структурном отношении слюдистой фазы политипной модификации $1M$ и соответственно производной от неё монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы элювий обогащается более устойчивым политипом $2M_1$. Приведённые данные показывают, что формирование отдельных зон в профилях выветривания различных типов бесслюдистых и слюдистых пород (от кислых до ультраосновных включительно) определяется не только их минералогией и гидрогеохимией среды на разных уровнях выветривания, но и структурными особенностями порообразующих минералов и

механизмом их преобразования в зоне гипергенеза. Главнейшим процессом изменения бесслюдистых пород является растворение исходных минералов и, в зависимости от скорости выноса подвижных элементов из системы минералообразования и соответствующих изменений кислотно-щёлочных и окислительно-восстановительных параметров, последовательно развивающийся синтез определённых новообразований или их ассоциаций. В КВ бесслюдистых основных пород, которые содержат, главным образом, основные плагиоклазы, пироксены и амфиболы, на ранних этапах гипергенного процесса вследствие растворения вначале наименее устойчивых из указанных минералов – основных плагиоклазов образуется ассоциация из относительно более упорядоченного, чем в кислых породах, диоктаэдрического монтмориллонита и CaCO_3 . Универсальный характер развития этой ассоциации подчёркивается присутствием её в нижних зонах элювия, сформировавшегося также на долеритах ЯАП. В результате прогрессирующего выноса в процессе выветривания из структуры этого монтмориллонита Mg и полного окисления Fe^{2+} происходит последовательная диоктаэдризация его структуры и гомогенизация с диоктаэдрического аналога рассматриваемого минерала, связанная с деструкцией основного плагиоклаза. Учитывая общую направленность кристаллохимических преобразований минералов в зоне гипергенеза, указанный процесс имеет в этом случае необратимый процесс. В отличие от этого, в слюдистых разностях пород как кислого, так и основного состава, наряду с растворением рассмотренных выше минералов, важное значение приобретают процессы преобразования различных разновидностей слюд. Благодаря слоистой структуре минералы слюдистого типа в процессе выветривания подвергаются деградационной трансформации, причём в зависимости от ди- или триоктаэдричности этих минералов и свойственных им политипных модификаций указанные изменения обладают определёнными особенностями. Одной из них является присутствие преимущественно в нижних и средних частях профилей выветривания, кроме возникающего в ряде случаев (при соответствующем типе исходных пород) собственно монтмориллонита, гаммы различных смешанослойных образований. Так, в профилях выветривания кислых пород (в том числе и терригенно-карбонатных пород, развитых на СП), содержащих смесь диоктаэдрических слюдистых минералов политипных модификаций $1M$ и $2M_1$, особенно в случаях преобладания в исходных породах слабо устойчивого политипа $1M$, наиболее важное значение для образования элювиальных продуктов приобретает различная стабильность отдельных модификаций этих минералов. Уже на ранних этапах выветривания вследствие неоднородного замещения Si на Al в тетраэдрах кристаллической решётки слюды, из части наименее заряжённых межслоевых промежутков структуры $1M$ происходит интенсивный вынос K , что обуславливает развитие смешанослойной фазы. В верхних частях профилей выветривания этого типа за счёт уменьшения смешанослойной фазы $1M$ (в связи с превращением её в каолинит), увеличивается роль более устойчивого политипа $2M_1$. В КВ слюдистых пород основного типа, которые содержат наряду с основными плагиоклазами, пироксенами и амфиболами также тетраэдрические слюды (в основном биотита и флогопита, т.е. минералов характеризующихся преимущественно политипной модификации $1M$), на ранних этапах элювиального процесса происходит развитие не только различных смешанослойных фаз, но и ряда промежуточных индивидуальных минералов триоктаэдрического типа. Хлорит к верхам разрезов быстро разлагается. За счёт изменения вермикулита сначала образуется вермикулит, а за счёт последнего и каолинит. В профилях выветривания ультраосновных пород (в частности кимберлитов) однотипные минералы, встречающиеся как в основных, так и ультраосновных разностях пород характеризуются близким механизмом преобразования.

Особенностью гипергенного процесса в этих породах на раннем его этапе благодаря длительному сохранению высокощёлочной среды являются в основном лишь перекристаллизация относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина типа B в наиболее низкотемпературную $-A$. За счёт изменения флогопита образуется гидрослюда, наследующая свойственный первому политип $1M$, которая более устойчивая, чем однотипное монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование. Сравнительный анализ рассмотренных выше КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидродинамическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют степень структурной упорядоченности первичных минералов,

унаследованность этих свойств вновь возникающими фазами и универсальность процесса преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. При этом успешное использование этих положений для объективного выявления закономерностей зонального строения кор выветривания может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении. Указанная методология позволяет дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также дифференцировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характерном заселении октаэдрических позиций в их структуре, т.е. ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решётки, либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоёв в структуре этих минералов или их политипией. В свою очередь, установленные типоморфные особенности слюдястых образований в КВ кимберлитов и широко развитом на СП элювие терригенно-карбонатных пород можно успешно использовать при прогнозно-поисковых работах на алмазы, в частности при палеогеографических реконструкциях верхнепалеозойских толщ и определении в них источников сноса в бассейны седиментации материала местных пород.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1989. Т.41. №-3. С. 281-288.
2. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: изд-во Новосибирского ун-та, 1994. 240 с.
3. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
4. Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1998. №-2. С. 66-71.
5. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов кор выветривания в верхнепалеозойских толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. №-8. С. 22-29.
6. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерогенеза алмаза в древних осадочных толщах. Мирный: Мирнинская типография, 2004. 172 с.
7. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
8. Зинчук Н.Н., Кортман Р.В., Котельников Д.Д., Врублевская З.В. Особенности выветривания некоторых осадочных и интрузивных пород // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 86-93.
9. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С. 42-53.
10. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 556 с.
11. Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1989. 183 с.
12. Хмелевский В.А., Зинчук Н.Н., Затхей Р.А., Тараненко В.И. О влиянии фациальных условий накопления верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы на их минеральный состав. М.: ВИНТИ, 1978. 28 с.

LITHOLOGIC-MINERALOGICAL INVESTIGATIONS IN CONNECTION WITH DIAMOND-PROSPECTING WORKS

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Centre of the SR (Ya) AS, Mirny, Russia

e-mail:nnzinchuk@rambler.ru

Abstract: Results of complex investigation of crusts of weathering on various rocks in diamondiferous regions of the Siberian platform are given and their concentration in productive Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary thick layers of the same territory is determined. Comparative analysis of considered in work crusts of weathering indicates that together with mineralogical specific features of initial rocks and hydrogeochemical conditions of environment three following factors have great significance in formation of eluvial products. The first one is the degree of structural order of initial minerals. The second factor is related with inheritance of these properties by newly arising phases. And the third one includes universality of transformation process of hypogene and formation of hypergene minerals in weathering profiles

developed on various types of rocks. Successful employment of these formulated additional propositions for objective revelation of crusts of weathering' zonal structure regularities can base only on their complex optical-electronic-microscopic and structural-crystal-chemical investigation. Specified typomorphic features of various by mineralogical composition rocks' products of weathering may be successfully used during forecast-prospecting works on diamonds, particularly for elaboration of local material source area during paleogeographical reconstructions of various Upper Paleozoic and Mesozoic age thick layers.

Keywords: crusts of weathering on terrigenous-carbonaceous rocks, Late-Devonian – Early-Carboniferous epochs of weathering, Siberian platform.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ МАНТИЙНОГО ТИПА

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук РС (Я), г. Мирный, Россия
e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Абстракт: Коренные месторождения алмазов мантийного генезиса связаны с двумя типами пород — кимберлитами и лампроитами. Практически все коренные месторождения алмазов мантийного происхождения сосредоточены в пределах древних кратонов, время консолидации которых завершалось в архее. Анализ огромного фактического и аналитического материала позволяет предполагать, что образование кимберлитовой смеси за счет преимущественно ультраосновного слоя пород верхней мантии приводит к формированию кимберлитов с ультраосновным уклоном, а если в формировании кимберлитов участвовали породы с повышенным содержанием базальтоидной составляющей появляются более основные кимберлиты.

Ключевые слова: коренные месторождения алмазов, кимберлиты, лампроиты, древние кратоны, верхняя мантия.

Коренные месторождения алмазов мантийного генезиса связаны с двумя типами пород — кимберлитами и лампроитами. Практически все коренные месторождения алмазов мантийного происхождения сосредоточены в пределах древних кратонов, время консолидации которых завершилось в архее. Отмечены некоторые различия центральных и периферийных зон алмазоносных провинций. Для *центральных зон* провинций характерно: а) Алмазоносные дитатремы выполнены классическими кимберлитами, характеризующимися всеми типоморфными признаками этих пород. б) Алмазы представлены в основном плоскогранными и скульптированными октаэдрами, ромбододекаэдрами и промежуточными морфологическими типами; среди включений в них резко доминирует ультраосновной парагенезис минералов; в) В повышенных количествах присутствуют все основные индикаторные минералы кимберлитов (ИМК) — пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид и др.; г) Отмечается повышенное количество и широкий спектр состава ксенолитов глубинных пород (от высокоультраосновных до основных и титанисто-щелочных).

Для *периферийных зон провинций* свойственно: а) Характерно отклонение вещественного состава пород от типичных кимберлитов. б) Алмазы месторождений этих зон существенно отличаются от аналогичных минералов из центральных зон наличием двух типов кристаллов — более крупные ($>1,5$ мм) имеют форму додекаэдров, мелкие ($<0,5$ мм) — плоскогранных октаэдров; в алмазах повышается роль твердых включений эклогитового парагенезиса; многие кристаллы подверглись химической коррозии, выразившейся в появлении на поверхности многочисленных каверн и каналов травления; размеры кристаллов небольшие; алмазы слабо дифференцированы по свойствам; в) ИМК присутствуют обычно в небольшом количестве и менее значительны (чем в породах центральных районов) вариации их состава; пикроильменит нередко представлен единичными зернами; г) Понижено содержание ксенолитов глубинных пород, состав их более однообразный, чем в кимберлитах центральных зон. Различия между алмазоносными магматитами центральных и периферийных зон провинции обусловлены неодинаковым геодинамическим режимом под этими частями кратонов. По составу ксенолитов мантийных пород из кимберлитов и других магматитов (лампроитов, пикритов) можно заключить, что литосферная мантия под центральными областями кратонов более дифференцирована, чем под периферийными. Алмазоносными могут быть лишь те кимберлиты и лампроиты, очаговая часть которых достигла областей стабилизации алмаза. Быстрый вынос на поверхность глубинного материала препятствовал окислению и уничтожению алмазов при перемещении вверх, в область их метастабильного существования. В противном случае даже относительно глубинные магматиты могут оказаться слабо алмазоносными или вовсе не содержать алмазов. Можно назвать ряд кимберлитовых трубок (Верхнемунский район и др.), где высокие концентрации ИМК алмазной ассоциации не сопровождаются повышенной алмазоносностью. Признаком частичного окисления кристаллов алмаза на пути перемещения их от области кристаллизации в земную кору или в условиях диатрем могут служить каверны и каналы травления, встречающиеся в разных количествах на поверхности алмаза некоторых трубок.

Кимберлитовые породы представляют собой сложную гетерогенную систему, состоящую из мантийного и корового материала в различных пропорциях. Глубинный (мантийный) материал кимберлитов представлен: реликтами недоплавившегося в области заложения кимберлитового очага субстрата (ксенолиты и ксенокристаллы), обломками пород и отдельных минералов, залегающих выше очаговых зон кимберлитов (они прорваны и захвачены кимберлитовой магмой при её перемещении вверх); расплавленной частью мантийных пород. Коровая составляющая кимберлитов включает: ксеногенный материал вмещающих пород; материал, привнесённый в кимберлиты постмагматическими растворами из вмещающей среды. Определённая часть компонентов кимберлитов выносится за их пределы при вторичных постмагматических и гипергенных изменениях этих пород. Именно она служила транспортером ксеногенного мантийного материала вверх и в условиях земной поверхности застывала, образуя весьма сложный по набору и разнообразию минеральных фаз кимберлитовый мезостазис. Соотношение обломочного мантийного материала и мезостазиса широко изменяется в разных трубках и даже разных фазах одной трубки и зависит от степени проплавления исходного дифференцированного субстрата. Так, известны кимберлитовые трубки и дайки, порода которых практически лишена не переплавленных фрагментов мантийного материала (ксенолитов и ксенокристаллов). Она сложена порфиrowыми фенокристаллами оливина или псевдоморфозами по оливину и мелкопорфиrowым мезостазисом; характерной её особенностью является исчезающе низкое содержание ИМК и обычно низкая алмазонасность (первый тип кимберлитовых брекчий). Кимберлитовым породам подобного типа можно противопоставить образования, в составе которых резко преобладает дезинтегрированный мантийный материал (ксенолиты и ксенокристаллы), в то время как количество расплава в них небольшое. Соотношение расплавленной части различных пор составу пород верхней мантии (как и твердых фаз) неодинаково в разных кимберлитовых телах. По-видимому, по этой причине меняется состав мезостазиса от трубки к трубке. Объяснение этих и других особенностей формирования кимберлитового расплава и состава кимберлитов может быть следующим. В определенных районах платформенных областей в мантии под воздействием подтока флюидов образовались локальные очаги частично расплавленного субстрата, имевшие большую вертикальную протяженность, или серия отдельных очагов на различных уровнях мантии. Они достигали десятков километров по вертикали и охватывали породы широкого спектра составов. Вещество очагов представляло собой смесь расплава и недоплавившихся фрагментов исходных пород (нодули пород и их минералы).

Существует много данных о том, что особенностью кимберлитового магматизма, наряду с большой глубиной магматических источников, является большая скорость подъёма магмы как в мантийном слое, так и в коре. Под воздействием внутренней энергии в определенных геологических условиях начинался быстрый подъём очагового материала вверх. Подъём начинался от глубинных зон мантийного субстрата, принимавшего участие в кимберлитообразовании: у алмазонасных кимберлитов – слоя алмазонасный перидотитов и эклогитов, у неалмазонасных – из более высоких уровней мантии. При этом по пути следования захватывались различные по составу порции расплава и смешивались до гомогенного состояния. В то же время твердая фаза не успевала расплавиться, выносилась на поверхность и там консервировалась в виде ксенолитов и ксенокристаллов. Особенности глубинной динамики развития очага каждого конкретного кимберлитового тела определили основные черты сходства и различия между составом кимберлитов и ксенолитов глубинных пород. Мог происходить избирательный вынос ксенолитов, а через некоторые горизонты мантии кимберлитовая магма могла перемещаться транзитом. Ярким примером неравномерного «опробования» пород верхней мантии может быть трубка Загадочная. Из ксенолитов мантийных пород в ней присутствуют одни гроспидиты и дистеновые эклогиты. Среди ксенокристаллов преобладают минералы пород ультраосновной мантии: измененный оливин, хромистый гранат, хромдиопсид. Дезинтеграция ильменитовых перидотитов привела к повышенному содержанию в кимберлитах трубки ильменита. По-видимому, гроспидитовые участки мантии были более устойчивы к дезинтеграции и менее подверглись плавлению, чем гранатовые ультрабазиты, а поэтому их доля в составе мантийной части кимберлитов данной трубки незначительна. Важную роль в петрохимической специализации кимберлитов, вероятно, играла степень плавления глубинного материала отдельных уровней мантии. Так, отсутствие

четкой преемственности между составом ксенолитов и кимберлитов Верхнемунского района Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) можно объяснить глубоким проплавлением тех горизонтов мантии, которые обычно сложены ильменитовыми и слюдястыми разновидностями пород, что обусловило почти полное их уничтожение. Поэтому содержание в кимберлитах большинства трубок района ильменита и флогопита первой генерации оказалось низким, тогда как расплав обогатился Ti, K и P. В отношении кимберлитов Верхнемунского района можно утверждать, что достигшая земной поверхности смесь состояла из относительно большого количества ксенокристаллов оливина и расплава. Из последнего в условиях диатрем кристаллизовались оливин второй генерации, перовскит, апатит, флогопит второй генерации, монтichelлит. В трубке Обнаженная установлена другая картина: на поверхность было вынесено большое количество реликтов глубинных пород и минералов и незначительное количество расплава, о чем свидетельствуют особенности строения и состава кимберлитов этой трубки. Они отличаются от кимберлитов других тел исключительно высоким содержанием обломков глубинных минералов (оливин, клинопироксен, энстатит и пироп) и их сростков, а также ксенолитов глубинных пород, сцементированных изотропной серпентиновой массой с примесью карбонатного материала. В цементе присутствует мало оливина и флогопита второй генерации, перовскита, апатита, т.е. тех минералов, которые обычно широко распространены в основной массе подавляющего большинства кимберлитов других тел. Поэтому есть все основания утверждать, что в кимберлитах трубки Обнаженная слабо проявился заключительный этап минералообразования. Серпентин основной массы, по-видимому, развит по вулканическому стеклу. Повышенная магнезиальность кимберлитов этой трубки, несмотря на относительно основной состав подавляющего большинства глубинных ксенолитов, объясняется, тем, что кимберлитовый расплав возник из смеси выплавов слоя гранатовых лерцолитов с пониженным содержанием пироксенов и граната, а также выплавов шпинелевых лерцолитов. Более основные компоненты мантийного слоя мало участвовали в образовании кимберлитового расплава данной трубки. Они вынесены вверх в виде обломков без существенного плавления (в кимберлите повышено количество обломков зерен орто- и клинопироксена).

Анализ огромного аналитического материала позволяет предполагать, что образование кимберлитовой смеси за счет преимущественно ультраосновного слоя пород верхней мантии приводит к формированию кимберлитов с ультраосновным уклоном, а если в формировании кимберлитов участвовали породы с повышенным содержанием базальтоидной оставляющей – появляются более основные кимберлиты. Исходя из данного утверждения логично считать состав пород верхней мантии определяющим в формировании основных петрохимических типов алмазоносных образований по содержанию и соотношению инертных компонентов и на основании этого выделить несколько петрохимических моделей кимберлитов, обусловленных развитием магматических очагов в условиях верхней мантии. За счет ультраосновных пород верхней мантии образуются кимберлиты существенно магнезиального состава с низкими содержаниями базальтоидных компонентов – первая петрохимическая модель. Примером подобных кимберлитов могут быть породы трубок Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и некоторых кимберлитовых трубок Якутии (Айхал и др.). Помимо специфического состава самой породы, ультраосновной тип кимберлитов характеризуется низким содержанием ИМК (пироп, хромит, ильменит, хромдиопсид), их хромистой ассоциацией и ультраосновным составом глубинных пород. Исходным мантийным веществом данных кимберлитов явились деплетированные породы типа дунитов, гарцбургитов и существенно оливиновых лерцолитов. В пределах Якутской и Африканской алмазоносных провинций известен широкий спектр кимберлитовых пород, отличающихся между собой минералого-петрографическими особенностями, тем не менее подавляющее большинство из них характеризуется всеми главными типоморфными признаками, типичными для кимберлитов – вторая петрохимическая модель. По составу глубинных минералов и ксенолитов можно заключить, что исходные породы – источник кимберлитовой магмы этих провинций – были исключительно глубоко дифференцированы. К третьей модели алмазоносных пород мантийного происхождения следует отнести породы некоторых диатрем Индии. Так, породам детально изучавшейся трубки Маджгаван свойствен высокотитанистый состав, повышенное содержание P и умеренное K. Породы данной трубки практически лишены мантийных ксенолитов, а также ксенокристаллов

мантийных пород – оливина, пиропы и пикроильменита. Наиболее реальный путь образования алмазоносных пород подобных составов – практически полное плавление сильно метасоматизированных образований верхней мантии, содержащих повышенное количество титанистой и фосфорсодержащей фаз. Концентратором Р мог быть апатит, а Ti – ильменит, титанистый флогопит и некоторые другие минералы. По пути перемещения магма индийских алмазоносных пород практически не захватывала обломков вышележащих слоев. К четвертой петрохимической модели можно отнести лампроиты Австралии, которые характеризуются исключительно высокими концентрациями К и Ti наряду с пониженной железистостью и повышенной магнезиальностью. Как и для алмазоносных пород Индии, мантийным источником лампроитовой магмы были высокометасоматизированные породы верхней мантии, сложенные титанистым флогопитом и некоторыми другими минералами метасоматического генезиса. Согласно модели, предложенной австралийскими геологами, образование лампроитовой магмы происходит в результате селективного плавления метасоматизированного мантийного субстрата, сильно обогащенного К, Ba, Rb, Sr, U, TR и другими некогерентными элементами. Лампроиты алмазоносны потому, что плавилась метасоматизированная алмазоносная мантия. Однако, если обратиться к наиболее глубинным минералам алмазоносных лампроитов Австралии, образующим с алмазами парагенетическую связь, то нетрудно убедиться, что эти минералы не несут той специфической геохимической нагрузки, которая характерна для эталонных лампроитов. При метасоматозе ультрабазитов повышается железистость оливина, тогда как наиболее глубинные оливины лампроитов высокомагнезиальны ($Fo=88-93\%$) и практически лишены примеси Ti. Это же касается и других минералов глубинных фаций лампроитов (граната, хромита и хромдиопсида).

Явные признаки геохимической специализации лампроитов характерны для менее глубинных ассоциаций минералов: диопсида, титанистого флогопита, К-рихтерита, а также комплекса минералов основной массы лампроитов (прайдерит, джеппеит, щербаковит, вэйдит, рутил, анатаз, сфен и др.). Эти минералы, наряду с повышенным содержанием К и Ti являются также концентраторами Ba, Zr и других некогерентных элементов. Следовательно, корни очагов алмазоносных лампроитов зарождаются на глубинах стабильной кристаллизации алмаза в зоне развития пород алмаз-пироповой фации, которая, как и для алмазоносных кимберлитов, характеризуется сильной деплетированностью. Лампроитовую специализацию магматический расплав приобрел на более высоких уровнях путем смешения из разноглубинных очагов ультраосновного расплава, и определившись от него релитов неметасоматизированных глубинных слоев мантии и значительного количества расплава метасоматизированных слоев мантии. Исходя из вышеизложенной модели есть основание заключить, что лампроиты, как и кимберлиты, принадлежат к особо глубинным выплавкам мантии. Алмазоносными эти породы могут быть лишь в том случае, если корни магматических очагов достигали пород пироп-алмазной фации глубинности и отсюда магматическим расплавом выносились алмазы и комплекс других минералов, имеющих с алмазами парагенетическую связь. Менее глубинные образования лампроитов и кимберлитов, очаги которых не достигали уровней стабильности кристаллизации алмазов, хотя и обладают многими характерными признаками этих пород, не содержат алмазов.

Начиная свой путь из верхней мантии в земную кору, магматические выплавки и релитовый (твердый) материал различных по составу слоев пород смешивался и возникло «кашеподобное» вещество, которое может приниматься как первичный состав кимберлитов. В таком виде это вещество внедрялось в верхние этажи литосферы. Большая скорость подъема, с которой кимберлитовый расплав по подводящим трещинам миновал толщи земной коры, препятствует его значительной контаминации основными и кислыми породами. Дезинтеграция пород жесткой литосферы, через которые перемещался кимберлитовый расплав не приводила к образованию большого количества мелких частиц, которые могли бы существенно контаминировать кимберлитовый расплав и изменить его состав по сравнению с первичными. Действие экзогенных факторов, влияющих на те или иные петрохимические особенности кимберлитов, начинаются при формировании диатремных фаций этих пород, а также после их консолидации в процессе постмагматических изменений кимберлитов. Исключительно большую роль в формировании окончательного «лица» кимберлитов играет вмещающая среда (состав и механические свойства вмещающих пород). Изучение вещественного состава кимберлитов,

залегающих в среде с различными химико-механическими свойствами, дает основание выделить три основные модели по особенностям вторичной минерализации и содержанию подвижных компонентов (MgO , CaO , SiO_2 , CO_2 , H_2O и др.); целый ряд их петрохимических признаков сформировался при участии вмещающих пород. К *первой модели* могут быть отнесены кимберлитовые породы Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), вмещающей средой которых являются терригенно-карбонатные образования с большими концентрациями высокоминерализованных вод (рассолов). Проникая в кимберлитовые трубки, грунтовые воды действовали как гидротермальные растворы, приводя к перераспределению целого ряда подвижных компонентов. Характерными особенностями кимберлитов, залегающих в терригенно-карбонатных породах, являются: а) высокое содержание карбонатной составляющей, в частности CaO и CO_2 ; б) пониженные концентрации SiO_2 и MgO ; в) интенсивная вторичная переработка кимберлитов, сопровождающаяся их серпентинизацией, карбонатизацией, пироауритизацией, амакинитизацией, а также образованием повышенного количества и большого минерального разнообразия гидротермальной минерализации. *Вторая модель* кимберлитов реализуется в условиях развития слаболитифицированных пород глинисто- кварцевого состава и характерна для ВЕП. Кимберлитам присущ ряд специфических особенностей состава, главными из которых являются: а) высокое содержание SiO_2 и повышенное Al_2O_3 и некоторых других оксидов, заимствованных из вмещающих трубки пород; б) низкое содержание карбонатного материала и отсутствие лейстовидных и столбчатых выделений кальцита, которые, по мнению некоторых исследователей, кристаллизовались из магматического расплава; в) своеобразное вторичное изменение кимберлитов, выразившиеся в развитии сапонизации вместо традиционной серпентинизации и карбонатизации; слабое проявление гидротермальной минерализации – количество минеральных фаз ограничено, а набор их специфичен. Кимберлиты *третьей модели* развиты в тех районах, где вмещающими являются либо изверженные породы, либо хорошо литифицированные осадочно-терригенные образования. К этой петрохимической модели отнесены кимберлитовые породы Африканской платформы. Они наименее засорены ксеногенным материалом вмещающих пород, хотя все же не избежали контаминации определенным количеством корового материала обычно кварцевого состава, выразившейся в некотором увеличении содержания SiO_2 . Здесь кимберлитовые породы значительно менее изменены, чем в других выше упомянутых регионах. Гидротермальная минерализация развита слабо, набор минеральных фаз специфичен (афвиллит, цеолиты). Зависимость петрохимических и целого ряда других особенностей кимберлитов от состава и механических свойств вмещающих трубки пород должна учитываться при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов. Поиски кимберлитовых диатрем в новых районах следует осуществлять с учетом тех возможных изменений, которым могут быть подвергнуты кимберлиты в зависимости от состава вмещающих пород. Под влиянием вмещающих пород химический состав кимберлитов может существенно отличаться от привычного их состава, в связи с чем химический критерий может потерять свою диагностическую роль. Кимберлитовые породы с разной направленностью вторичных изменений меняют физические свойства (магнитные, плотностные и электрические) в разных направлениях, что также должно найти отражение в использовании того или иного геофизического метода. Все это необходимо учитывать при шлихо-минералогическом и геохимическом методах поисков алмазных месторождений.

ABOUT REGULARITIES OF MANTLE TYPE PRIMARY DIAMOND DEPOSITS'

ALLOCATION

Zinchuk N.N.

West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, Mirny, Russia
e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Abstract: Primary diamond deposits of mantle genesis are related with two types of rocks – kimberlites and lamproites. Practically all primary diamond deposits of mantle origin are concentrated within ancient cratons, consolidation time of which was completing in Archean. Analysis of great actual and analytical material allows assuming that formation of kimberlite mixture at the expense of predominantly ultrabasic layer of upper mantle rocks leads to formation of kimberlites with ultrabasic bias, and if rocks with increased content of basaltoid constituent took part in formation of kimberlites then more basic kimberlites use to appear.

Keywords: primary diamond deposits, kimberlites, lamproites, ancient cratons, upper mantle.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПОИСКОВ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук РС (Я), г. Мирный, Россия

e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Абстракт: В зависимости от условий образования на Сибирской платформе сформировались кимберлитовые трубки со следующими геологическими ситуациями: перекрытые верхнепалеозойскими и мезозойскими осадочными толщами; траппами; в различной степени интродуцированными траппами без существенного перемещения отторгнутых блоков и с их перемещением; с сохранившимися в верхних частях диатрем кратерными фациями; с взрывчатой камерой закрытого типа. Проведенными исследованиями показана сложность и многообразие отмеченных обстановок при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов.

Ключевые слова: Сибирская платформа, прогнозирование и поиски, кимберлитовые трубки, алмазы, геологические условия образования, верхнепалеозойские и мезозойские отложения, траппы.

В зависимости от геолого-геофизической обстановки залегания кимберлитовых трубок определяются особенности их прогнозирования и поисков. Так, например, площадь Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) Сибирской платформы (СП) по степени сложности геолого-геофизической обстановки можно разделить на следующие площади: а) с маломощными элювиальными и делювиальными покровами; б) развития терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и протерозоя, перекрытые терригенными отложениями или продуктами кор выветривания (КВ) мощностью до 20 м; в) распространения терригенно-карбонатных палеозойских и протерозойских пород, перекрытые терригенными отложениями или продуктами КВ мощностью от 20 до 200 м; г) преимущественного развития пород трапповой формации, залегающих на перекрывающих кимберлиты терригенных отложениях каменноугольного, пермского и триасового возраста; д) преимущественного развития пород трапповой формации, залегающих непосредственно на карбонатных отложениях нижнего палеозоя; е) перекрытые палеозойскими и мезозойскими терригенными отложениями с преобладанием в основании их разреза прибрежно-морских и дельтовых фаций. Учитывая степень изученности территории ЯАП, можно утверждать, что с наибольшей эффективностью прогнозно-поисковые работы проведены на открытых площадях и в областях развития протерозойских, нижнепалеозойских и четвертичных отложений. Результативность этих работ во многом зависит от четкого представления о наиболее типовых моделях основных объектов поисков – кимберлитовых трубок. Определяющими факторами при выделении таких моделей для известных кимберлитовых тел являются характер взаимоотношения их с перекрывающими породами и условия формирования самих диатрем.

Кимберлитовые тела, частично перекрытые верхнепалеозойскими отложениями и траппами, были открыты в ЯАП преимущественно с помощью шлихо-минералогического метода в процессе шлихового опробования элювиально-делювиальных склонов речных долин. Типичным примером такого рода поисковой обстановки является кимберлитовая трубка Сытыканская, открытая с помощью шлихо-минералогического метода. Большая часть трубки перекрыта терригенными породами пермского возраста, бронированными мощной интрузией траппов. Трубка состоит из двух самостоятельных тел – северо-восточного (основного) и юго-западного. С поверхности юго-западное тело и преобладающая часть северо-восточного перекрыты терригенными отложениями пермско-каменноугольного возраста, залегающими на размытой поверхности самих тел, и мощным трапповым силлом, представляющим собой краевую часть огромного траппового плато. Лишь небольшой участок (не более 2% площади трубки) был выведен эрозией на дневную поверхность и перекрыт маломощными элювиально-делювиальными осадками. Мощность перекрывающих трубку терригенных пермско-каменноугольных пород озерно-болотной фации колеблется от 0 до 16 м. Выше этих отложений на большей части трубки развиты долериты. В юго-западной части трубки, где терригенные отложения выклиниваются, долериты лежат на поверхности кимберлитов и вмещающих их терригенно-карбонатных пород. Контактные воздействия траппов на

подстилающие породы выражаются лишь в некотором уплотнении последних и слабом ороговиковании их глинистых разностей. Мощность траппов непосредственно в районе трубки Сытыканская варьирует от 5-6 м (в пределах её северо-восточного фланга) до 80-87 м (на юго-западе и в центральной части). Сразу же за контуром трубки мощность траппов резко возрастает, достигая 125 м. По форме и условиям залегания кимберлитовая трубка Сытыканская представляет собой сдвоенное тело, в плане сильно вытянутое с юго-запада на северо-восток. Расстояние по поверхности между обоими телами составляет 30 м, существенно увеличиваясь с глубиной. Не исключено, что до эрозии верхние части кимберлитовых тел соприкасались друг с другом. Северо-восточное тело в плане характеризуется неправильной четковидной формой с крупными пережимами и выступами. В разрезе это крутопадающее тело с закономерным сужением. Юго-западное тело трубки имеет форму вытянутого эллипса. По размерам оно значительно уступает северо-восточному. Оба тела трубки сложены типичной кимберлитовой брекчией, в которой большинство исследователей выделяют три разновидности. Северо-восточное тело представлено породами двух фаз внедрения, образующих два самостоятельных рудных столба – центральный и северо-восточный, сочленяющиеся между собой через переходную зону. Юго-западное тело имеет относительно простое строение и сложено породами одной фазы внедрения. В пределах основного тела трубки различаются кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента первой фазы внедрения и автолитовые кимберлитовые второй – завершающей фазы. Непосредственно под толщей перекрывающих трубку терригенных отложений пермо-карбона отмечается кимберлитовая брекчия, участками сильно выветрелая, представляющая типичную остаточную КВ. Вмещающий трубку разрез представлен в пределах изученной части карбонатными и терригенно-карбонатными породами верхнего кембрия, нижнего и среднего ордовика, а на отдельных участках – нижнего силура. Контакты кимберлитовых пород с вмещающими образованиями обычно четкие и резкие. Иногда вдоль их плоскостей отмечаются мощные зеркала скольжения. На отдельных участках вмещающие породы на контакте с кимберлитами существенно раздроблены и брекчированы. В образовавшихся брекчиях содержится переменное количество кимберлитового материала. Мощность таких зон варьирует от 0,5 до 5 м, достигая в отдельных случаях 12 м. Иногда в зоне экзоконтакта наблюдаются малоамплитудные сбросы и взбросы, смещения по которым не превышают 0,5 м. Термальное воздействие кимберлитового расплава и его гидротермальных растворов на вмещающие породы выражается в заметном уплотнении, частичном ороговиковании и изменении окраски.

Кимберлитовые тела, полностью перекрытые верхнепалеозойскими отложениями и траппами, составляют около 40% трубок, открытых в Алакит-Мархинском поле СП. Из общего числа кимберлитовых трубок этого района, перекрытых более молодыми образованиями, только трубка Лира была выявлена при заверке аэромагнитной геофизической аномалии. Все остальные трубки были зафиксированы с помощью площадного бурения по сети различной плотности и проводимого при этом шлихового опробования захороняющих эти тела отложений. Низкая эффективность всех применяемых геофизических и геохимических методов при поисках таких трубок обусловлена отсутствием надежных критериев и сложностью расшифровки геофизических полей в траппах. Поэтому в таких типах обстановок основным методом поисков является шлихо-минералогический, основу которого составляет выделение древних ореолов рассеяния продуктов дезинтеграции кимберлитов (в том числе вторичных минералов этих пород) с последующей локализацией этих ореолов бурением, сопровождающимся шлиховым опробованием вскрываемых разрезов и геофизическими исследованиями скважин. Однако эффективность применения указанного комплекса методов в значительной мере зависит от условий осадконакопления в посткимберлитовую эпоху, позволяющих сохранить следы размыва кимберлитовых тел, природного разнообразия диатрем, условий формирования и строения верхних (кратерных) их частей, взаимоотношения с перекрывающими и интродуцирующими их породами и др. Зачастую поверхности кимберлитовых трубок на таких территориях перекрываются верхнепалеозойскими терригенными (реже туфогенными) отложениями, интродуцированными в той или иной степени силлами траппов. Сравнительно редко непосредственно на поверхности кимберлитовых тел и вмещающих их пород залегают интрузии траппов. Мощность захороняющих отложений верхнего палеозоя колеблется от первых метров до 130 м. В широком диапазоне (от 5 до 100 м)

меняется и мощность интрузирующих кимберлиты трапповых тел. Мощности трапповых интрузий, непосредственно бронирующих поверхности кимберлитовых тел, также значительны – до 100 м и более. На практике отмечается несколько характерных типов отторжений кимберлитовых тел силлами долеритов, в которых имеет место нарушение их целостности путем перемещения блоков кимберлитов от первоначального залегания на расстояние до нескольких сотен метров. Известны также случаи, когда кимберлиты образуют «протрузию» в породы верхнего палеозоя и траппы. При этом иногда (трубка Москвичка и др.) они оказываются на современной поверхности и находятся на одном гипсометрическом уровне с траппами и породами верхнего палеозоя. Типичным модельным объектом кимберлитов, перекрытых терригенно-карбонатными породами верхнего палеозоя и частично траппами, можно считать трубку Восток. В разрезе перекрывающих трубку пород пермо-карбона преобладают песчаники, алевролиты и углисто-глинистые сланцы. Эти отложения интрузированы несколькими горизонтально-секущими интрузиями траппов. Суммарная мощность перекрывающих трубку пород составляет в среднем 33 м. Трубка Восток сложена двумя генетическими разновидностями кимберлитовых пород – автолитовой кимберлитовой брекчией (доминирует) и порфировым кимберлитом. Верхняя часть трубки представляет собой древнюю КВ мощностью 15-20 м. Непосредственно под перекрывающими трубку породами вскрыт выветрелый рассланцованный кимберлит. Это весьма рыхлая глинистая порода, содержащая большое количество измененных обломков известняка размером до 5 см. Изредка здесь встречаются раздробленные зерна ильменита, пиропы и измененные слюдистые чешуйки. Порода в этой части разреза сильно пропитана гидроксидами железа, придающими ей бурую окраску. Кратерная и частично диатремовая части трубки сильно эродированы, что привело к ее размыву и переотложению кимберлитового материала в прилегающие к трубке каменноугольно-пермские отложения. Изучение гравелитового слоя этого разреза, обогащенного зернами ильменита, пиропы и чешуйками флогопита, что и позволило открыть эту трубку.

Кимберлитовые трубки, полностью перекрытые мезозойскими отложениями, установлены в Малоботуобинском и Среднемархинском алмазоносных районах СП, хотя возраст самих кимберлитов датируется многими исследователями как средне-позднепалеозойский. В Малоботуобинском алмазоносном районе многими исследователями описаны подобного облика трубки Интернациональная и имени XXIII съезда КПСС, открытые с помощью применяемого в ЯАП комплекса геолого-геофизических методов. К настоящему моменту завершена открытая отработка этих уникальных месторождений и идет подземная добыча руды по трубке Интернациональная. Эти трубки имеют относительно небольшие (по сравнению с такими крупнейшими месторождениями, как Мир, Удачная, Юбилейная) размеры, но характеризуются высоким качеством алмазов, большая часть которых относится к ювелирным. Несмотря на трудности поисков таких небольших диатрем, перекрытых мезозойскими отложениями, в последние годы Ботуобинской ГРЭ открыто новое Накынское кимберлитовое поле в Средне-Мархинском районе, в котором обнаружены кимберлитовые трубки Ботуобинская, Нюрбинская и тело Майское. Кимберлитовая трубка Ботуобинская перекрыта 80 метровой толщей раннеюрских осадочных толщ, а над трубкой Нюрбинская перекрывающая мощность этих же толщ составляет 55-60 м. Месторождение трубки Ботуобинская, имеющее сложное сдвоенное строение, слагает две фазы кимберлитов. Ранняя из них представлена порфировым кимберлитом, формирующим дайковую часть трубки и практически не выходящим на дневную поверхность. Более поздняя фаза взрывных кимберлитовых брекчий развита в верхней части дайкообразного тела и в пределах вертикального канала трубчатого тела в северо-восточной части месторождения. В верхней части трубки сохранились породы кратерных частей. Кимберлитовая трубка Нюрбинская прорывает алевролитисто-глинисто-карбонатные отложения позднекембрийского и раннеордовикского возраста и перекрывается терригенными ниже-среднеюрскими отложениями (укугутская и сунтарская свиты) и продуктами КВ. Установлен сложный структурный план участка трубки Нюрбинская. Так, на глубине 124-126,5 м в пределах юго-западного фланга выявлено жильное тело кимберлитов. Сложена трубка автолитовой кимберлитовой брекчией, среди которой выделяются мелко-среднеобломочные брекчии приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов трубки. В верхних

горизонтах обеих трубок установлена остаточная КВ, что еще больше затрудняет поиски такого рода диатрем с помощью геофизических методов.

В Далдыно-Алакитском алмазоносном районе СП установлен ряд кимберлитовых тел, интродуцированных траппами без существенного перемещения отторгнутых блоков. Ярким примером таких модельных поисковых объектов являются кимберлитовые трубки Комсомольская, Ленинградская, Сытыканская, Краснопресненская и др. Хорошим модельным объектом такого типа можно считать трубку Краснопресненская, где установлен факт глубокого физико-химического превращения кимберлитовых пород под воздействием на них дифференцированных интрузий субщелочного состава. В ходе гидротермально-метасоматических процессов кимберлиты изменены до неузнаваемости: утрачиваются текстурно-структурные признаки материнских пород. Отсутствие в них основных микропризнаков кимберлитов не позволяет в процессе документации однозначно интерпретировать вскрытый разрез, но существенно различаются они по данным химического анализа. С поверхности трубка полностью перекрыта терригенными осадками пермо-карбона, туфогенными отложениями триаса и интрузивными породами трапповой формации мощностью в среднем 78 м. В составе слагающих трубку пород выделяется две основные разновидности кимберлитов: туфогенные образования и автолитовые кимберлитовые брекчии, различающиеся по генезису, составу и алмазоносности. Порфиновые кимберлиты встречаются в виде отдельных блоков. В верхней части трубки развиты породы кратерной фации, которые по особенностям формирования и состава разделены на осадочную и туфогенную толщи.

Кимберлитовые тела, интродуцированные траппами с отторжением и перемещением блоков кимберлитов, также установлены в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле СП. Перемещение блоков осадочных пород нижнего и верхнего палеозоя отмечены как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Величина этих перемещений зависит от морфологии трапповых тел и их мощности. Иногда по вертикали она сопоставима с полной мощностью силлов (до 180 м), а по горизонтали может составлять несколько сотен метров. Для кимберлитовых пород, отчлененных и механически отторгнутых от их материнских тел, применяется термин «кимберлитовый отторженец». В настоящее время в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля установлены три крупных отторженца, материнскими породами для которых являются трубки Подтрапповая, Юбилейная и Алакитская. Все блоки отторгнутых кимберлитов представляют собой пластообразные тела, размеры которых обусловлены, по-видимому, разной энергетической мощностью внедрявшихся трапповых силлов, определившей и разный характер смещения отторгнутых тел. Наиболее четко определить приуроченность отторженца к материнскому телу удастся на основании изучения их вещественного состава (петрологических и минералогических особенностей).

На территории ЯАП СП в последнее время открыты кимберлитовые трубки с сохранившимися кратерными фациями. Изучены такие образования к настоящему времени на трубках Айхал, Юбилейная и Краснопресненская, но есть они и на ряде трубок Сибирской и других древних платформ мира. Породы кратерной фации трубки Юбилейная представлены двумя толщами: верхняя – осадочно-вулканогенная и нижняя – туфогенная. В пределах верхних горизонтов чашеобразного расширения кратерного участка преимущественное развитие имеют субгоризонтально залегающие осадочно-вулканогенные породы, слагающие почти полностью приповерхностную часть центрального рудного столба (до 85% площади трубки). Мощность их колеблется от нескольких метров в краевых частях «чаши» до 150 м в её центральной части. Породы слабо литифицированы. Содержание обломочного материала вмещающих отложений колеблется от первых процентов до 60% их объёма. Изредка в них встречаются ксенолиты глубинных пород и обломки порфиновых кимберлитов, слагающих западный и восточный рудные столбы. Кратерные отложения залегают на размытой поверхности автолитовых кимберлитовых брекчий центрального рудного столба. Контакты между этими породами нечеткие, расплывчатые. В основании туфогенной толщи на контакте с подстилающими эруптивными брекчиями располагается зона, сложенная крупными (до 10 м) ксенолитами вмещающих пород (так называемый «ксенолитовый пояс»). В разрезе верхней части кратерных образований стратифицированные породы чередуются с нестратифицированными. Слоистые породы здесь имеют форму полос и линз, достигающих в длину нескольких десятков метров. Окраска пелитоморфных прослоев полностью зависит от цвета переотложенного материала.

Характерны постслоистые подвижки с амплитудой несколько миллиметров, а также зеркала скольжения, плоскость которых наклонена под острым углом к оси керна. Толща вулканогенно-осадочных пород подстилается туфами, которые представляют собой гетерогенную породу, сложенную дезинтегрированным материалом кимберлитов, извержения которых происходили синхронно или несколько раньше по отношению ко времени образования самой туфовой толщи.

Кимберлитовые тела с взрывчатой камерой закрытого типа обнаружены в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе ЯАП (трубки Одинцова, Рот-Фронт, Якутская, обособленные мелкие тела около трубки Удачная и др.). Такого типа трубки не имеют обычного открытого канала, достигающего соответствующей палеоповерхности, и поэтому представляют собой «полузакрываемые» кимберлитовые диатремы. Так, кимберлитовая трубка Одинцова по форме приближается к дайкообразному телу, что связано с сопряженностью её с ослабленной тектонической зоной, существовавшей при внедрении кимберлитовой магмы. Трубка приурочена к западному борту небольшого куполовидного поднятия, имеющего общую площадь в несколько квадратных километров и амплитуду порядка 30-45 м. Перекрыто тело взрывчатыми карбонатными брекчиями, маломощными осадками пермо-карбона и интрузией долеритов мощностью 80 м. Для трубки Одинцова характерно двухъярусное строение. Верхняя часть диатремы, получившая название «карбонатной шапки», представляет собой переработанный взрывчатыми процессами кимберлитовмещающий субстрат (карбонатные породы низов нижнего силура), превращенный в разнообломочные карбонатные брекчии. Ниже «карбонатной шапки» залегает собственно кимберлитовое тело, для которого характерна общая удлиненность, наличие расширяющегося кверху раструба с размером по вертикали 140-150 м и быстрый переход с глубиной сначала в подводящий канал в виде дайкообразного тела, а затем в серию тонких субпараллельных жил.

Таким образом, приведенные данные показывают сложность и многообразие обстановок при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов. Это надо учитывать в каждом конкретном регионе и алмазоносном районе, чтобы методически правильно и эффективно вести прогнозно-поисковые работы. Во многих случаях поиски кимберлитовых диатрем представляют собой исключительно сложную задачу, обусловленную в первую очередь отсутствием вблизи них ореолов рассеяния продуктов дезинтеграции этих пород, что значительно снижает возможность применения шлихо-минералогического метода поисков. Низка эффективность в таких случаях и геофизических методов поисков, особенно при перекрытии трубок осадочными породами и траппами значительной мощности, а также при наличии в телах кимберлитов, характеризующихся низкой намагниченностью. Наиболее надежным критерием при поисках таких тел может служить комплексное изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей осадочных пород как субстрата, так и прогнозируемых перекрывающих пород. Особое внимание следует при этом уделить диагностике и определению типоморфных особенностей индикаторных и вторичных минералов кимберлитов, основная часть новообразований малоустойчива к процессу транспортировки в водной среде и обычно не переносится на большие расстояния, подчеркивая тем самым близкий перенос алмазоносного материала.

CONDITIONS OF KIMBERLITE PIPES FORMATION AND SPECIFIC FEATURES OF THEIR PROSPECTING (ON THE EXAMPLE OF THE SIBERIAN PLATFORM)

Zinchuk N.N.

*West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, Mirny, Russia
e-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Abstract: Depending on formation conditions kimberlite pipes with the following geological situations were formed on the Siberian platform: overlapped by Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary thick layers; traps; to various degree intruded traps without sufficient dislocation of rejected blocks and with their dislocation; with preserved crater facies in upper parts of diatremes; with explosive chamber of closed type. Carried out investigations indicated complexity and diversity of noted situations when forecasting and during prospecting of primary deposits of diamonds.

Keywords: Siberian platform, forecasting and prospecting, kimberlite pipes, diamonds, geological conditions of formation, Upper Paleozoic and Mesozoic sediments, traps.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА РУДОПРОЯВЛЕНИИ КОРЕННОГО ЗОЛОТА ЮЖНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Мансуров Р.Х.

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов, г. Москва, Россия
e-mail: rinman81@bk.ru*

Абстракт: Рассматриваются основные аспекты применения шлихо-геохимического метода при поисках золоторудных месторождений в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в восточной части Енисейского кряжа. Приводятся основные результаты минералого-геохимических исследований. По минералого-геохимическим особенностям золотоносные минерализованные зоны, выявленные в юго-восточной части перспективной площади (рудоявление Южное), имеют ряд сходных геологических элементов с крупнообъемным Ведугинским золото-сульфидным месторождением, а также с объектами “карлинского” типа.

Ключевые слова. Средне-Ишимбинская перспективная площадь, шлихо-геохимический метод, минералого-геохимические особенности, золотоносные минерализованные зоны.

Поиски коренного золотого оруденения в горно-таежных ландшафтных условиях Енисейского кряжа, как правило, затруднены значительной закрытостью склонов и водоразделов, развитием многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев значительной мощности. В таких условиях традиционные методы поисков недостаточно эффективны, поскольку информативный для оценки золотоносности надкоренной элювиально-делювиальный слой перекрыт дальнепринесенными отложениями. Т.е. стандартное шлиховое и литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) подпочвенного горизонта не позволяет выявлять аномалии золота и сопутствующих элементов. В связи с отмеченным фактом при проведении поисковых работ применялась «Методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах», позволяющая в достаточно короткие сроки, с использованием минимального объема горно-буровых работ оценить золотоносность и ресурсный потенциал поисковых участков в ранге рудных полей [2].

Поисковые исследования осуществлялись в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в восточной части Енисейского кряжа, в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейск. Площадь расположена в зоне динамического влияния Ишимбинского глубинного рудоконтролирующего разлома. Севернее перспективной площади к зоне Ишимбинского разлома приурочены такие золоторудные объекты, как Советское, Эльдorado и ряд других [8].

Согласно вышеназванной методике, в целях получения максимально достоверных результатов о золотоносности исследуемой перспективной площади осуществлялся комплекс поисковых работ, включающий в себя три основных последовательных этапа [2, 3, 5].

На первом этапе поисков площадь изучалась серией опорных профилей с применением комплекса геологических (поисковые маршруты), геохимических (литохимическое опробование по ВОР информативного надкоренного слоя элювиально-делювиальных отложений) и геофизических (электро-, грави- и магниторазведка) методов. Кроме того, выполнялись геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР). Комплексование методов поисков позволило уже на раннем этапе исследований определить наиболее перспективные поисковые участки для проведения дальнейших геологоразведочных работ (ГРР), в пределах выявленных рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций (рассланцевания). Перспективные участки выделены по первичным ореолам (ПО), ВОР, наличию прожилково-вкрапленной бурошпатизации (железо-магнезиальной карбонатизации) и сульфидизации, кварцевой жильно-прожилковой минерализации в элювиально-делювиальных отложениях.

На втором этапе исследований на перспективных участках осуществлялись площадные литохимические поиски по ВОР, проходка линий копушей глубиной 0,8-1 м и шурфов до коренных пород, а также бульдозерных расчисток глубиной 1 м. Производилось шлиховое, сколковое (точечное) и литохимическое опробование по ВОР надкоренного малосмещенного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в забойной части горных выработок, а также бороздовое опробование полотна шурфов.

На третьем этапе поисков наиболее минерализованные участки были вскрыты бульдозерными траншеями до коренных пород, в результате выявлены эпицентры повышенных содержаний золота (более 0,3 г/т) – потенциально рудные зоны. Последние пересечены скважинами, установлены содержания золота до 6,5 г/т в отдельных пробах в ПО. Таким образом, в юго-восточной части перспективной площади было локализовано рудопроявление Южное.

Комплекс выполненных исследований по методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах позволил получить максимально достоверные фактические данные о распределении шлиховых и литохимических ореолов на перспективной площади.

В целях апробации методики шлихогеохимических поисков золоторудных объектов применительно к условиям Енисейского кряжа изучался минеральный состав и распределение золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлихов, отобранных из забоя шурфов, пройденных на рудопроявлении Южное. В пределах последнего выявлена серия золотоносных минерализованных зон с содержаниями золота более 0,1 г/т в ПО и ВОР. В шлиховых ореолах минерализованные зоны выявляются по содержаниям более 10 знаков золота на шлиховую пробу (достигают 50 знаков). Аналитические исследования выделенных фракций (атомно-абсорбционный анализ на золото и ICP MS на 70 элементов) выполнены в ЦНИГРИ.

Следует подчеркнуть, что разработанный в ЦНИГРИ шлиховой минералогеохимический метод поисков золоторудных месторождений первоначально основывался на эмпирически установленной положительной корреляционной связи между золотоносностью территории и аномальными концентрациями золота и сопутствующих элементов в объединенной электромагнитной фракции шлихов, а также наличием в ней кристаллов лимонитизированного пирита, в особенности октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса [1]. Впоследствии в результате изучения шлихогеохимических ореолов эталонных золоторудных месторождений различных геолого-промышленных типов была установлена высокая поисковая информативность тяжелой немагнитной и легкой фракций. Кроме того, подчеркнута необходимость выбора наиболее простого и оперативного способа обработки шлихов с целью получения информации о золотоносности исследуемой территории.

Минеральный состав шлихов изучался по стандартной для сокращенного полуколичественного минералогического анализа схеме с выделением и анализом магнитной, электромагнитной, тяжелой немагнитной и легкой фракций. Магнитная фракция, представленная хорошо ограненными кристаллами магнетита, составляет, как правило, не более 1% объема шлиха. Электромагнитная фракция представлена гидроксидами железа, гетитом (гидрогетитом), ильменитом. Основным минералом тяжелой немагнитной фракции является пирит различных кристаллографических форм, среди которых наиболее распространены кубы (до 90% объема фракции) и кубооктаэдры. Содержания пирита пентагондодекаэдрического габитуса обычно составляет первые проценты, увеличиваясь до 30% над золотоносными зонами, где также фиксируются максимальные содержания шлихового золота. В монофракциях пирита выявлены высокие содержания золота (до 10 г/т), мышьяка (до 2120 г/т), меди (до 860 г/т), а также аномальные концентрации висмута, вольфрама, сурьмы.

Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлихов показал, что средние содержания золота в них практически не отличаются, в то время как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Mo в электромагнитной фракции в 1,6-2,7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au – As – Bi и сопутствующей ей Cu – Ni – Co – Mn ассоциациями. Также установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na – K, Ca – Mn – Sr.

В результате исследований установлено, что наиболее контрастно золотоносные зоны фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников в тяжелой немагнитной фракции шлихов, а также по средним значениям содержаний рудных элементов в тяжелой немагнитной и электромагнитной фракциях т.е. практически по валовому элементному составу шлихов [6].

Таким образом, анализ шлиховых проб без их разделения на фракции не снижает результативности шлихогеохимического метода и существенно упрощает технологию его

применения, тем более, что выделение достаточной для анализа навески электромагнитной фракции зачастую не представляется возможным.

Среди золотоносных минерализованных зон, выявленных на рудопроявлении Южное, наиболее перспективной для выявления промышленного золотого оруденения является зона Центральная. Минерализованная зона имеет субсогласную слоистости ориентировку. Ее мощность составляет около 280 м в центральной части рудопроявления, прослеженная протяженность превышает 800 м. Протяженность по падению составляет более 150 м. Морфологически зона представляет собой линейно-изометричную штокверкоподобную залежь. Зона не имеет четких границ и выделена по данным бороздового опробования (пробирно-атомно-абсорбционный анализ).

В ПО и ВОР зона Центральная отвечает ореолу золота с содержаниями более 0,1 г/т. По периферии ореола золота устанавливаются аномальные концентрации цинка (более 0,007%). Аномалия золота пространственно сопряжена с аномальным полем марганца (более 0,2%), связанного с широким распространением марганецсодержащей бурошпатизации. По результатам ICP-MS в пределах минерализованных установлены высокие значения W, As, Cu, Co в ВОР. Примечательно, что спектральный анализ, выполнявшийся первоначально, не выявил повышенных концентраций этих элементов.

В пределах зоны Центральной установлены эпицентры с содержаниями золота более 0,3 г/т, выявляемые по данным бороздового опробования – потенциально рудные зоны, отвечающие участкам увеличения концентрации кварц-бурошпатовых прожилков и сульфидной вкрапленности. Содержания золота в отдельных пробах достигают 6,5 г/т. Мощность потенциально рудных зон достигает 30 м, протяженность более 300 м.

Основная часть самородного золота, встреченного в шлиховых пробах не превышает 0,15 мм, соответствует мелкому и среднему классам. На крупное (более 0,5 мм) приходится не более 10% всего выявленного самородного золота. Отмечается неокатанный и малоокатанный вид знаков золота. Кристаллы и сростки достаточно хорошо сохраняют грани, интерстициальные и цементационные формы сохраняют угловатость выделений. Самородное золото представлено несколькими морфологическими формами: 1) цементационное золото – наиболее распространенная форма, встречается в сростках с хрусталевидным кварцем, железомagneзиальным карбонатом; 2) интерстициальное золото – редко встречающаяся форма; 3) трещинное золото – распространенная форма, встречающаяся в зонах окварцевания с большим количеством прожилков молочно-белого кварца. Встречаются монокристаллы золота, а также сростки кристаллов или цепочечные формы.

По результатам изотопно-геохимических исследований золотоносных образований рудопроявления, выполненных С.Г. Кряжевым (отдел минералогии и изотопной геохимии ФГУП ЦНИГРИ), установлено, что сера, входящая в состав пирита, аномально обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}\text{S} = +16.0...+19\%$). По этому признаку рудная минерализация отличается от известных золоторудных объектов Енисейского кряжа. Обогащение серы сульфидов тяжелым изотопом находит связь исследуемого объекта с золотоносными зонами послышной сульфидной вкрапленности в терригенно-карбонатных толщах крупнообъемного золото-сульфидного Ведугинского месторождения ($\delta^{34}\text{S} = +12.0...+14\%$), а также объектами “карлинского” типа ($\delta^{34}\text{S} = \text{до } +18\%$) [4, 7, 9].

Таким образом, выявлены основные минералого-геохимические особенности исследуемого объекта. Следует отметить, что поисковые работы предусматривали весьма незначительный объем горно-буровых работ и многие научно-практические аспекты требуют доработки. Золотоносные минерализованные зоны, выявленные на рудопроявлении Южное, требуют дальнейшего изучения в целях локализации промышленных золоторудных тел в их пределах.

Список литературы

1. Гуреев В.Ф. Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений / Министерство геологии СССР. М.: ЦНИГРИ, 1970. 9 с.
2. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36-42.
3. Иванов А.И., Васюков В.Е., Мансуров Р.Х. и др. Новые данные по технологии прогноза, поисков и оценки большеобъемных золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных

комплексах // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2016. С. 24-26.

4. Константинов М.М. Золоторудные месторождения типа карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 70-76.

5. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39-50.

6. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С. Методические аспекты применения шlich-геохимического метода при поисках золота в условиях Енисейского кряжа // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2016. С. 40-41.

7. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 86-97.

8. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири /под ред. С.С. Сердюка. Красноярск, 2010. 584 с.

9. Федорчук В.П. О генезисе золоторудных месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 76-78.

CERTAIN RESULTS OF MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL RESEARCH WITHIN THE GOLD ORE OCCURRENCE YUZHNOE (THE YENISEI RIDGE)

Mansurov R.Kh.

*Central Research Institute of Geological Prospecting for non-ferrous and precious metals,
Moscow, Russian
e-mail: rinman81@bk.ru*

Abstract: The paper deals with the main features of usage of the schlich-geochemical method for prospecting for gold ore deposits within the Sredne-Ishimbinskaya perspective area located at the eastern part of the Yenisei ridge. The main results of mineralogical and geochemical research are discussed. The gold mineralization zones of the gold ore occurrence Yuzhnoe have a set of analogous geological elements with the lode gold-sulfide deposit Veduginskoye and the deposits of the “carlin” type.

Keywords: The Sredne-Ishimbinskaya perspective area, schlich-geochemical method, mineralogical and geochemical features, gold mineralization zones.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ИСТОЧНИКАХ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРИЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Спиридонов А.М.¹, Ефремов С.В.¹, Зорина Л.Д.¹, Травин А.В.²

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия*

² *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

e-mail: dir@igc.irk.ru

Карийский золоторудный узел находится в пределах Пришилкинской подвижной зоны Монголо-Охотского сутурного шва, образовавшегося в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, после закрытия Монголо-Охотского океана [6, 8].

В пределах участка работ обнажены породы раннего протерозоя, представленные гнейсовидными диоритами, кварцевыми диоритами, биотитовыми гранитами. Породы «рамы» прорваны раннеюрскими гранитоидами амананского (?) и средне-верхнеюрского амуджикано-сретенского комплексов (рис. 1).

Месторождения и рудопроявления золота золото-сульфидно-кварцевой формации расположены в гранитоидах ранней юры и раннего протерозоя, «облекая» с севера, северо-запада Кара-Чачинский массив, сложенный гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса. Связь золотой минерализации с гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса объясняется синхронным внедрением его заключительной дайковой серии пород, представленной, в первую очередь, гибридными порфирами, грорудитами и отложением рудной минерализации продуктивной стадии.

Однако проведённые нами широкие научные исследования гранитоидов Карийского рудного узла на предмет источников золотой минерализации не позволили сформировать однозначно работающие критерии потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении этого элемента, несмотря на генетический контроль некоторыми гранитоидными интрузиями золоторудных месторождений [8]. Это связано на взгляд авторов с недостаточно полным пониманием факторов контролирующего поведение золота в кислой магматической системе и отсутствием однозначных представлений об источниках этого металла.

Представленный материал посвящен попытке решения одной из этих проблем - идентификации источников золота в месторождениях Карийского рудного узла, с использованием современных аналитических данных и гипотез образования гранитоидов и золоторудной минерализации.

В пределах площади исследований были выявлены гранитоидные образования, представленные массивными равномернозернистыми, м-с/з диоритами, прорванными штоком амфиболовых тоналитов, которые, в свою очередь, рвутся дайками биотит-амфиболовых плагиоклазовых гранитов. В целом, изученные магматические породы представляют трехфазную гранитоидную интрузию, раннепротерозойский возраст которой вызывает большое сомнение.

Минеральный состав гранитоидов трех фаз практически идентичен, отличается только в пропорциях амфибола и плагиоклаза, появлением в них кварца, первичного биотита и практически полным отсутствием в породах калиевого полевого шпата.

Сравнение этих пород по внешнему облику и минеральному составу с другими гранитоидами расположенными на площади Карийского рудного узла показало, что они наиболее соответствуют гранитоидам, условно отнесённым авторами ранее проведённых работ, к амананскому комплексу (J_1). Однако, относительно петротипа амананского комплекса (большее количество плагиоклаза, почти полное отсутствие калиевого полевого шпата и ограниченное присутствие биотита) позволяет нам считать, что, скорее всего, имеем дело с самостоятельным «плагиогранитным» комплексом неопределённого возраста, который мы предлагаем называть – раннеюрским комплексом. Важной особенностью массивов гранитоидов этого комплекса является то, что с ними пространственно ассоциирует большинство рудопроявлений и месторождений рудного узла. Пространственная ассоциация гранитоидов и золоторудной минерализации может рассматриваться как дополнительный фактор контроля и

позволяет рассматривать гранитоиды комплекса в качестве первичного коллектора (источника золота), и/либо как самостоятельный рудогенерирующий центр, сопровождающийся собственной золотой минерализацией.

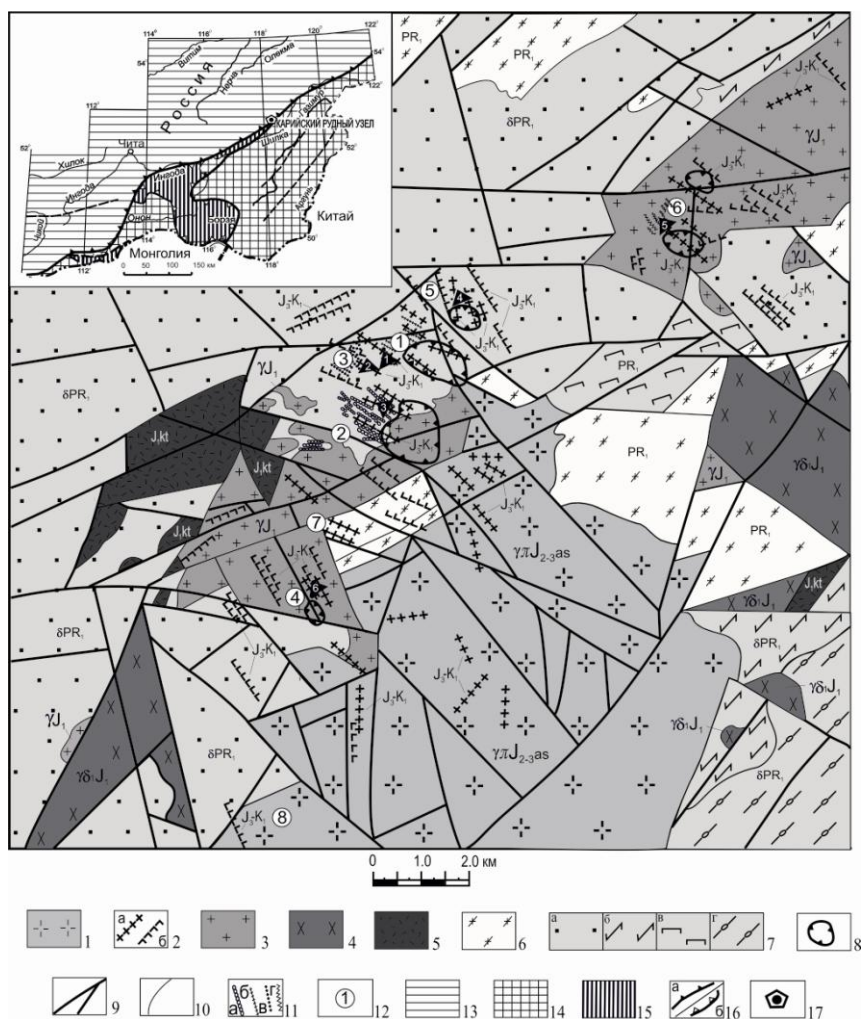


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Карийского рудного узла.

Условные обозначения: Амуджикано-Сретенский интрузивный комплекс ($\gamma\pi J_{2-3as}$): 1 – равномернозернистые гранодиориты, порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты, гигантопорфировидные граниты и гранодиориты, 2 – дайковые тела (J_3-K_1): субщелочные граниты, гранит-порфиры, грорудиты (эгирин-полевошпат-кварцевых образований) (а), гибридные порфиры, лампрофиры, диоритовые порфиры (б); Амананский интрузивный комплекс (J_1): 3 – лейкократовые биотитовые порфировидные граниты (γ), Раннеюрский интрузивный комплекс: 4 – среднезернистые амфибол-биотитовые гранодиориты, кварцевые и кварц-содержащие мелкозернистые биотит-роговообманковые диориты, габбро-диориты, габбро ($\gamma\delta$); 5 – Куйтунская свита (J_1kt): андезитовые порфиры, андезито-базальты, фельзиты, фельзитовые порфиры, лавобрекчии, туфолавы; Нижнепротерозойские образования (PR_1): 6 – нерасчленённые биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-мусковитовые, лейкократовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты (PR_1); 7 – плагиограниты, амфибол-биотитовые гранодиориты, пластовые тела диоритов, кварцевых диоритов, габбро-диоритов (а); биотитовые, биотит-мусковитовые кристаллические сланцы (б), амфиболиты (в), гнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые тонкополосчатые (г) (δPR_1); 8 – ареал проявления субщелочного метасоматоза; 9 – тектонические нарушения; 10 – геологические границы; 11 – рудные зоны и жилы: а – кварц-пирит-турмалиновые, б – кварц-актинолит-магнетитовые, в – кварц-арсенопиритовые, кварц-турмалин-арсенопиритовые, г – кварц-турмалин-сульфидные с молибденитом; 12 – месторождения: 1 – Новинка, 2 – Дмитриевское, 3 – Сульфидное, 4 – Волгинское, 5 – Амурские дайки, 6 – Пильненское, рудопоявления: 7 – Ивановское, 8 – Верхне-Богочинское. На врезке по данным (Зорин и др., 1998): 13 – Сибирский континент; 14 – Монголо-Китайский континент; 15 – Ононский островодужный терреин; 16 – Основная ветвь Монголо-Охотской сутуры (а), Ононская ветвь Монголо-Охотской сутуры (б); 17 – местоположение Карийского рудного узла в пределах Монголо-Охотской сутуры; 18 – точки отбора образцов золото-турмалиновой рудной минерализации: 1. А-66, 2. Ш-1536, 3. КВ-1, 4. Уа-53/4, 5. РЛ-1, 6. К-2093.

В пользу этого предположения свидетельствует появление коренных и россыпных золоторудных объектов, к северо-востоку от Карийского золоторудного узла, в бассейне реки Лужанки, где отсутствуют гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса [4] и существование в пределах рудного поля образований ранней золото-сульфидно-кварцевой формации, отделенной от позднеюрского оруденения внедрением гранитоидов Кара-Чачинского массива [8].

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса изучались в северо-восточной части Кара-Чачинского массива, в бассейне реки Ивановка, правого притока реки Кара. Массив имеет трехфазовое строение [3] и представлен гранодиоритами, порфиоровидными биотит-амфиболитовыми гранодиоритами и гигантопорфировыми биотит-амфиболовыми гранитами. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы – амфибол и биотит.

Дайковая серия пород, связанная с комплексом, представлена в основном щелочными жильными породами, так называемыми грорудитами (эгириновыми гранитами) и гибридными порфирами. Они считаются наиболее поздними продуктами эволюции магматической системы и развиты исключительно в экзоконтактовой части интрузии [8].

Однако для получения корректных данных о связи золотой минерализации с гранитоидным магматизмом в пределах рудного узла было выполнено изотопное датирование гранитоидов обоих комплексов, измерены концентрации золота в гранитоидах и проведена их геохимическая типизация.

Изотопный возраст гранитоидов амананского комплекса был определен K/Ar, изохронным U/Pb [1, 2] и Rb/Sr [7] методами. Разброс датировок при этом составил от 193 до 260 млн. лет. Учитывая большой интервал колебаний, для оценки изотопного возраста мы используем хорошо согласующиеся результаты полученные U/Pb и Rb/Sr методами для Итакинского массива, согласно которым изотопный возраст гранитоидов колеблется от 229 до 240 млн. лет и соответствует среднему триасу. Именно этот возраст мы примем за возраст гранитоидов амананского комплекса.

Изотопный возраст гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса, полученный с помощью K/Ar и Rb/Sr методов, колеблется от 145 до 165 млн. лет [2], что соответствует средней – верхней Юре. Изотопная датировка полученная Rb/Sr изохронным методом для гранитоидов Кара-Чачинского массива составила 132 ± 12 млн. лет [5] и соответствует раннему мелу. Значительное расхождение датировок полученных разными методами оставляет возраст гранитоидов неопределенным, ограничивая время их образования возрастным интервалом, поздняя юра – ранний мел.

Для получения более достоверных результатов изотопное датирование гранитоидов раннеюрского и амуджикано-сретенского комплексов было выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. По результатам изотопного датирования гранитоидов раннеюрского комплекса выделяется два плато возрастом $180,1 \pm 2,6$ и $191,2 \pm 3,0$ млн. лет, Небольшой разброс полученных датировок не имеет большого значения, так что позволяет однозначно говорить о раннеюрском возрасте этих гранитоидов. В качестве изотопной датировки этих гранитоидов целесообразно взять интегральный возраст $182,9 \pm 2,6$ млн. лет.

Таким образом, полученные результаты датирования свидетельствуют, что мы имеем дело с самостоятельным гранитоидным комплексом, более молодым, чем амананский и, скорее всего, связанным с иным геодинамическим событием в истории геологического развития региона. Основываясь на возрасте, его образование может быть связано с зоной субдукции существовавшей на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время. Эти гранитоиды имеют собственный возраст, контрастную вещественную характеристику и должны быть выделены в самостоятельный комплекс.

Возраст изотопного датирования гранитоидов третьей фазы Кара-Чачинского массива составляет $154,9 \pm 1,7$ млн. лет, что позволяет однозначно говорить о их позднеюрском возрасте.

Основываясь на полученном изотопном возрасте, образование гранитоидов Кара-Чачинского массива можно связать с процессом коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, произошедшей после закрытия Монголо-Охотского океана. Полученные выводы довольно хорошо согласуются с результатами других исследователей, изучавших гранитоиды комплекса.

Наиболее интересны в геохимическом отношении являются гранитоиды второй фазы раннеюрского возраста. По минеральному и химическому составу они наиболее соответствуют тоналитам. Им свойственно невысокое содержание кремнекислоты (58,27-59,96 масс %), высокая концентрация глинозема (18,09-20,68 масс %), повышенная магнезиальность ($Mg\# = 0,48-0,51$), высокие концентрации натрия (4,47-5,9 масс %) при его значительном преобладании над калием ($Na_2O/K_2O = 3,35-4,23$).

Редкоэлементная характеристика гранитоидов необычна. Им свойственны высокие концентрации Sr (> 823 г/т) при невысоких концентрациях Y (< 9.51 г/т), высокие концентрации легких редкоземельных элементов, при пониженных значениях для тяжелых ($La/Yb = 27.25-43$), слабо повышенные концентрации Cr (12-24 г/т) и Ni (8-14 г/т).

Все эти вещественные характеристики являются обычными для адакитов – продуктов плавления пород базальтового слоя океанической литосферы в зоне субдукции [9], что даёт возможность отнести гранитоиды второй фазы раннеюрского комплекса к адакитам. Этот вывод имеет важное значение для оценки потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий района исследований, так как адакиты являются единственным геохимическим типом гранитоидов, для которых доказана специализация на золото, медь и молибден [10].

Геохимические особенности гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса неоднократно обсуждались в опубликованной литературе [3, 8] и в этой работе не приводятся.

Для определения геохимической специализации были определены концентрации золота во всех разновидностях гранитоидов обоих комплексов. Установлено, что гранитоиды раннеюрского комплекса обладают повышенной концентрацией золота.

При этом, учитывая повышенные концентрации золота в габброидах первой фазы, можно связать это обогащение с повышенными концентрациями металла в источнике вещества. Используя современные генетические модели и данные геохимических особенностей рассматриваемых гранитоидов, можно предположить, что источником золота был геохимически специализированный мантийный домен, расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен был сформирован в зоне субдукции, при воздействии метасоматического агента (адакитового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии.

Согласно этой концепции, реальным источником золота должен быть адакитовый расплав (базальтовый слой океанической литосферы).

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса также являются геохимически специализированными на золото. Обогащение наиболее основных пород комплекса золотом, как и в предыдущем случае, позволяет связать его с обогащением этим металлом источника вещества, что опять приводит нас к концепции о сформированном в зоне субдукции геохимически специализированном источнике вещества расположенном в субконтинентальной мантии региона.

Таким образом, все вышеизложенные результаты подтверждают предположение о существовании на период магмогенерации в пределах Карийского рудного узла геохимически специализированного мантийного домена и позволяют рассматривать его в качестве главного источника золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00584.

Список литературы

1. Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского и нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979. С. 171-174.
2. Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского, нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. С. 141-147.
3. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов Пришилкинской зоны (Восточное Забайкалье): Автореферат диссертации кандидата геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1969. 20 с.
4. Гольберт В.В., Чацкис И.Д. Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXIX. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1981. 116 с.
5. Дриль С.И., Спиридонов А.М., Ефремов С.В., Владимирова Т.А. Карийская золоторудно-магматическая система Восточного Забайкалья: Rb-Sr геохронология гранитоидов и изотопный состав

рудных свинцов // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». ИГЕМ РАН. Москва, 2010.

6. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 104-112.

7. Соколов С.Ю. Геохимия амананского комплекса. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1990. 16 с.

8. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Издательство «Гео», 2006. 291 с.

9. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

10. Wang Q., Jian Ping, Zhi-Wei Bao, Ji-Feng Xu, Chao-Feng Li, Xiao-Lin Xiong, Zhen-Huan Zhao, Jin-Long Ma. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // Journal of Petrology. 2006. V.47. № 1. P. 119-144.

**ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ УКУРЕЙСКОЙ СВИТЫ
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ДИНОЗАВРОВ *KULINDADROMEUS*
ZABAİKALICUS КУЛИНДА КАК КРИТЕРИИ СОСТОЯНИЯ
ПАЛЕОЛАНДШАФТА**

Юргенсон Г.А., Василенко Е.А., Синица С.М., Решетова С.А.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

e-mail:yurgga@mail.ru

Возросший интерес к условиям накопления, формирования и геохимической специализации отложений укурейской свиты юрского возраста в Оловской впадине обусловлен тем, что в туфогенно-осадочных отложениях её нижней подсвиты в 2010 г. найдены остатки скелетов, фрагменты кожного покрова и оперения самых маленьких на планете динозавров, описанных как *Kulindadromeuszabaikalicus* [2]. Оловская впадина Забайкалья выполнена континентальными отложениями верхнего мезозоя, в составе которых выделяются осадки временных водотоков (конглобрекции, дресвяники), прибрежных зон временного Кулиндинского озера (песчаники и туфопесчаники) и более удаленных от берега участков озера (алевролиты, туфоалевролиты, пепловые туффиты). Отложения впадины расчленены на ряд свит.

По литолого-петрографическому составу горных пород и палеонтологическим остаткам нижняя подсвита укурейской свиты разделена на песчаниково-алевролитовую (канава 4) и туфогенно-осадочную (канава 3(3)) и туфогенную (канава 3) пачки [1]. Первые сведения о минералого-петрографических и геохимических особенностях отложений рассматриваемой подсвиты, вмещающей остатки динозавровой фауны, а также реконструкция палеоландшафта даны в [1]. Было показано, что они формировались в условиях крайне неустойчивой тектонической обстановки, особенностью которой была активизация вулканической деятельности. Отсутствие полных скелетов, обилие отпечатков и отдельных окаменелых фрагментов костей, часто хорошо отпрепарированных, позволило сделать вывод об относительно длительном их перемыве и переносе от мест обитания и гибели. Было выявлено широкое развитие тонкозернистого, а иногда и скрытокристаллического кремнеземного цемента, а также присутствие тонких прожилков халцедона. Определено, что отложения претерпели начальный метаморфизм, переходный от глубинного эпигенеза к зеленосланцевой фации. Первые данные о геохимической специализации горных пород, полученной обработкой спектральных анализов, показали сверхкларковые концентрации свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, висмута, бериллия. При этом верхняя часть разреза, содержащая вулканомиктовый материал, характеризуется более высокими коэффициентами концентрации этих элементов. Было выявлено, что для нижней части разреза коэффициенты концентрации этих элементов равны, соответственно: 1.75, 2.92, 124.1, 26.0, 233.33, 2.4., а для верхней: 2.68, 3.92, 142.94, 30.06, 244.44, 3.21. Это позволило сделать вывод о том, что местонахождение остатков динозавров и другой биоты приурочено к периферийной зоне вулканической деятельности и соответствующим ей вулканическому ландшафту [1]. В предлагаемой работе, основанной на существенно большем фактическом материале с использованием новых данных о составе и строении горных пород, метода ICPMS и силикатного анализа, данных рентгеновской дифрактометрии для определения их состава выполнен сравнительный анализ литолого-петрографических и минералого-геохимических их особенностей.

Для изучения литолого-петрографических и геохимических особенностей пород, вмещающих остатки динозавров и другой биоты, отобрано 67 образцов горных пород, часть из которых для удобства изучения их структурно-текстурных особенностей в камнерезной мастерской Забайкальского государственного университета разрезана алмазным отрезным кругом, и разделена по слоям с выделением для определения их химического состава. С целью оценки комплекса химических элементов, входящих в состав горных пород использован спектральный анализ и в соответствии с методикой НСАМ 227-с проанализировано 87 проб на 25 химических элементов (аналитик Т.А. Писаренко). Выполнен силикатный анализ 14 образцов по методикам НСАМ №44-Х, 138-ХС, а также методом ICPMS проанализировано 50 проб в химической лаборатории АО СЖС «Восток Лимитед». Au и Pt определены методом

FAI515 с нижним порогом, соответственно, 0.01 и 0.005 ppm. Методом ICM90A определены Рс НПО 0.01%, As, Cr, Mn, Li, Sc с НПО 0.001%, Cu, Cs, Sr, Ba с НПО 10 ppm, V, Zn, Ni, Pb с НПО 5ppm, Nb с НПО 1 ppm, Co, Sb с НПО 0.5 ppm, Cd, Rb с НПО 0.2 ppm, Th, Bi с НПО 0.1 ppm, U с НПО 0.05 ppm. Из многослойных образцов изготовлено для минералого-петрографических исследований 43 аншлифа, 140 шлифов и 14 полировок. Для сравнения минерального состава дресвяников и исходных палеозойских гранитов отобраны протолочные пробы и выполнен их силикатный анализ и анализ методом ICPMS. Изготовление шлифов, аншлифов и полировок, выполнение спектральных и силикатных анализов произведено в ООО «ЛИЦИМС», руководитель Т.А. Кандыбина.

Минералого-петрографическое изучение горных пород в шлифах и аншлифах выполнено с использованием новейшего поляризационного микроскопа AxioScopeA-1 с компьютерной фотоприставкой AxsioCamICs 3в фирмы Карл Цейс – Йена, ФРГ. Изучение полировок, шлифов и аншлифов выполнено д.г.-м.н. Г.А. Юргенсоном. Им же выполнено фотографирование образцов в полевых и камеральных условиях. Использованы также описания 9 шлифов из отобранных ранее образцов горных пород Е.И. Ищук по заказу Вершино-Дарасунской партии ООО «Читагеолсъёмка».

Литолого-петрографические и палеонтологические особенности разреза. В отложениях местонахождения динозвров Кулинда выделено три комплекса: ранний, переходный и поздний.

Ранний комплекс (канавы 4, 4(2), 4(3), 4(4)) сложена алевритами, туфопесчаниками, алевритистыми песчаниками, хлидолитами, пепловыми туффитами. Горные породы псефитовой размерности развиты весьма ограничено, что свидетельствует о незначительно развитых эрозионных процессах и замедленно происходившем осадконакоплении. Об этом свидетельствует преобладание в разрезе отложений, сложенных осадками псаммо-алевритовой размерности, а также отсутствие более полных ритмов, характеризующих спокойное отложение осадков в водоеме. Другой особенностью всех горных пород является относительно небольшое развитие в отложениях нижней части разреза вулканической составляющей, что согласуется с незначительным развитием псефитов (рис. 1).

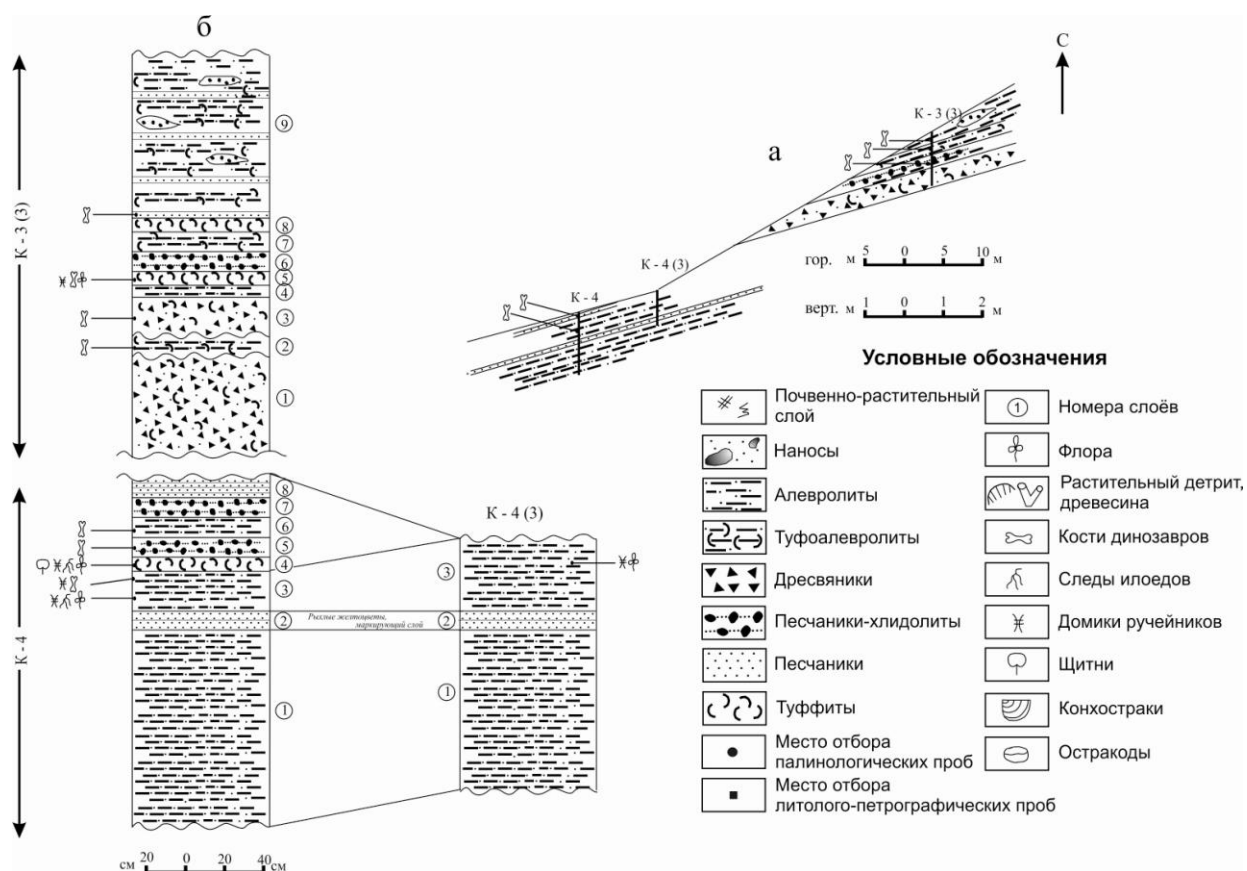


Рис. 1. Обобщённый разрез отложений канав 3 и 4.

Для этой части разреза характерна сохранность массовых захоронений разобщенных объемных костей конечностей (бедренные и берцовые), костей тазового и плечевого поясов,

позвонков, фаланг, челюстей, более редки раздавленные черепа, лопатки, ребра, когти, кисти. Более типичны сочлененные кости: лопатки+ребра, позвонки+ребра+оперение, кисти+кожа+оперение и др. В этих условиях сохраняются фрагменты разноразмерных чешуйчатых хвостов, бугристой кожи и различного оперения. Преобладают рассеянные захоронения. Более редки гнездовые скопления костей или напластования, образующиеся в условиях быстрых переотложений и захоронений массовым выпадением осадков. Значительная часть костного материала объемная, но замещена гидроксидами железа (зооморфозы) или выщелоченная, что могло происходить лишь в условиях длительного пребывания остатков скелетов в состоянии захоронения [1, 2].

Средний комплекс (канавы 3.3) представлен туфогенно-осадочными и характеризуется широким развитием дресвяников, туфопесчаников, туфоалевролитов, пепловых туффитов с доминированием костей конечностей, тазового пояса и позвонков. Редки челюсти с зубами растительного кулиндадромеуса. Отмечается появление тонкобугристой кожи и тонкого, как пух, оперения, отличающихся от известных из отложений песчаниково-алевроитовой толщи канавы 4. В этих отложениях найден фрагмент чешуйчатого хвоста. Среди сопутствующей биоты преобладают домики ручейников *Terrindusia*, обнаружены остатки водоросли *Algites* sp., печеночные мхи *Hepaticites* cf. *arcuatus* Harris и семена *Carpolites* sp. В отложениях этой толщи преобладает пыльца голосеменных растений, а среди спор наиболее многочисленны сфагноидные.

Поздний комплекс (канавы 3, 3(4), 3(2)) представлен комплексом горных пород, среди которых развиты (в порядке убывания мощностей, см): дресвяники, частью содержащие туфовый материал (168), алевролиты и туфоалевролиты, включая хлидолиты, (105), туфопесчаники-хлидолиты (20), пепловые туффиты (5).

Видно, что основу разреза позднего комплекса горных пород и, соответственно, отложений, составляют псефиты, вторыми по значимости выступают здесь туфоалевролиты, достаточно развиты хлидолиты, свидетельствующие о крайне неустойчивой гидродинамической среде переноса и накопления осадков. Наконец, чрезвычайно важным показателем неустойчивости палеообстановки является широкое развитие вулканогенных составляющих отложений, включая, появление туффитов. Все эти данные однозначно указывают на существенное влияние активизации вулканизма на состав обломочного материала, процесс его транспортировки и условий седиментации.

Остатки скелетов динозавров представлены разобщенными бедренными и берцовыми костями, челюстями и черепами, костями тазового и плечевого поясов, позвонками, крупным оперением часто с гастролитами. Отсутствуют остатки кожи и чешуйчатых хвостов. Для отложений средней и верхней туфогенно-осадочных толщ реконструируется аналогичный болотный чекановский лес с подлеском из водорослей, печеночных и сплахновых мхов и удаленный хвойный лес. Оболочки спор и пыльцы в отложениях этой толщи, практически не сохранились.

Трехкратное появление условий интенсивной эрозии отображено в трехкратном усилении размытия палеозойских гранитов и отложении продуктов их разрушения в форме дресвяников. Полные ритмы в рассматриваемом разрезе не зафиксированы. Это указывает на частую смену остродинамических и относительно спокойных условий осадконакопления. Последнее нашло отражение в особенностях гидродинамики озер, сейсмотектонических условиях и состоянии окружающей палеосреды.

Процессы постседиментационных изменений осадков и горных пород. Формирование кремнеземного цемента происходило из обогащенных кремнеземом растворов. На фронте кристаллизации халцедона в некоторых случаях на контакте обломков кварца и полевых шпатов образуется гидрослюда, оторочка которой имеет толщину всего 0.03-0.1 мм. Кремнеземный цемент состоит из индивидов кварца, слагающих агрегаты халцедона, частью, возможно, α -тридимита, так как некоторые зерна имеют клиновидную форму, иногда агрегат сложен шестью ромбическими полями. Размеры зерен индивидов 0.004-0.01 мм. Показатели преломления меньше таковых для кварца (<1.553). Кремнеземный цемент активно корродировал зерна кварца и полевых шпатов, внедряясь в них в виде заливов и коротких извилистых микропрожилков. В туфопесчаниках и туфоалевролитах постоянно присутствуют продукты преобразования обломков темноцветных минералов: биотита (основная масса), а также незначительного количества амфибола и клинопироксена, из которых биотит превращен

гидрослюдисто-хлорит-гидрогематит-гетит-гидрогетитовую ассоциацию, а амфибол и клинопироксен в тонкозернистые ассоциации хлорит-кальцитового состава с примесью эпидота. Практически неизменных темноцветных минералов не наблюдается.

Встречаются также реликты вулканических стекол, нацело перекристаллизованных в микрозернистые агрегаты халцедона, ассоциирующего иногда с каолинитом, альбитом или галлуазитом. Вследствие весьма низкого двупреломления и микрозернистой структуры в продуктах изменения алевритового и алевропелитового материала диагностировать цеолиты не удастся, хотя они здесь должны быть. Об этом свидетельствуют данные силикатного анализа, показывающие довольно высокие содержания ППП при крайне невысоких содержаниях СаО (обр. 32 кд и 35 кд-1). Для диагностики цеолитов будут использованы данные рентгендифрактометрического анализа. В целом постседиментационные процессы позволяют отнести горные породы изученного разреза самой ранней стадии зеленосланцевой фации, о чем свидетельствует развитие хлорита, окремнение, альбитизация.

Таким образом, особенности минералого-петрографического состава отложений нижней части укурейской свиты однозначно указывают на изменения палеообстановки, в которой жили и гибли представители фауны и флоры, в том числе и динозавры рода *Kulindadromeus* и, возможно, других родов, представлявших хищников, переходных от рептилий к птицам.

Геохимические особенности горных пород новых разрезов укурейской свиты на местонахождении динозавров Кулинда в Оловской впадине. Первый опыт обработки аналитических данных по содержанию главных токсичных элементов в горных породах разреза, содержащего ископаемые остатки динозавров показал, что свинец, мышьяк, сурьма, бериллий практически во всех проанализированных пробах содержатся в концентрациях, превышающих кларковые. Распределение ряда элементов, сгруппированных по их свойствам, показано на рис. 2.

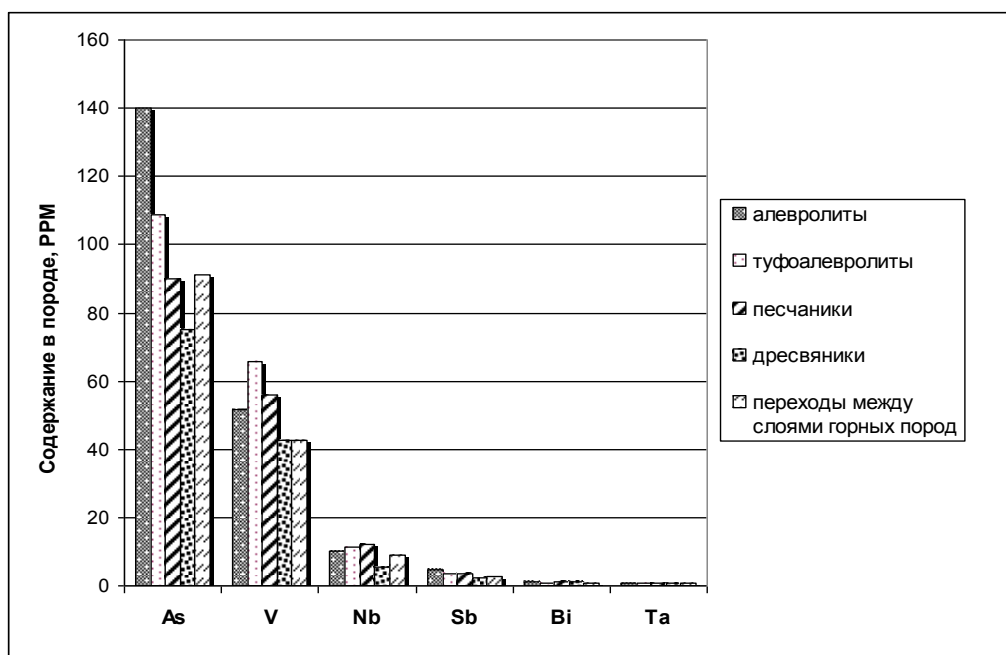


Рис. 2. Сравнение содержаний основных примесных элементов в породах, вмещающих остатки динозавров и сопутствующей биоты.

Средние содержания ряда химических элементов в горных породах, вмещающих остатки динозавровой и сопутствующей ей биоты (г/т), аномально высокие. Это, прежде всего, относится к элементам V группы Периодической системы, а именно к мышьяку, висмуту и сурьме. Их коэффициенты концентрации по сравнению с кларком составляют соответственно 44.12-82.52; 9.78-13.56; 4.56-9.30. Из халькофильных элементов аномально высокие концентрации характерны для свинца и кадмия (коэффициенты концентрации составляют соответственно, 1.50-2.62 и 1.69-2.0). Золото и платина также образуют относительно высокие концентрации (коэффициенты концентрации, соответственно, 2.33-23.26 и 10.00-100.00). Повышены и концентрации урана. Его средние содержания для разных горных пород находятся в пределах: 7.57 ppm в песчаниках до 14.34 в алевролитах.

Все рассмотренные элементы, за исключением висмута образуют минимальные содержания в дресвяниках и максимальные в алевролитах. При этом, в туфоалевролитах они не возрастают по сравнению с ними, хотя остаются высокими. Это может свидетельствовать о том, что вода Кулиндинского озера характеризовалась аномально высокими содержаниями мышьяка и сурьмы, что могло способствовать довольно быстрому вымиранию беспозвоночной позднеюрской биоты. Для верхней части разреза эти величины всегда выше, что обусловлено влиянием вулканогенной составляющей горных пород. Максимальные и средние содержания рудных элементов, особенно индикаторов рудного процесса, таких как мышьяк и сурьма, характерных для надрудных ореолов рассеяния близповерхностных месторождений золота и серебра, свидетельствует о необходимости детализации геохимических исследований для выявления надрудных ореолов рассеяния с целью оценки вероятной рудоносности территории. Свидетельством возможного оруденения на глубине является также обогащенность пород золотом и платиной, дресвяников и алевролитов кремнеземом и развитием наложенного на них халцедоновидного кварца.

Таким образом, особенности минералого-петрографического состава отложений нижней части укурейской свиты однозначно указывают на изменения палеообстановки, в которой жили и гибли представители фауны и флоры, в том числе и динозавры рода *Kulindadromeus* и, возможно, других родов, представлявших хищников, переходных от рептилий к птицам.

Список литературы

1. Синица С.М., Решетова С.А., Мясников А.В., Юргенсон Г.А. Палеорекострукции условий обитания и захоронения юрских динозавров в местонахождении «Кулинда» (Забайкалье, Оловская впадина) // Тр. V Всеросс. симпозиума Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование. Современное минералообразование. Труды V Всероссийского симпозиума и XII Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана. Чита, 2014. С. 92-95.
2. Синица С.М., Вильмова Е.С. Палеоэкологические и тафономические особенности биоты местонахождения юрских динозавров (Кулинда, Оловская впадина, Забайкалье) // Ученые записки Забайкальского государственного университета. Серия Естественные науки. 2016. Т.11. №1. С. 149-157.
3. Pascal Godefroit, Sofia M. Sinitsa, Danielle Dhouailly, Yuri L. Bolotsky, Alexander Sizov, Maria McNamara, Michael Benton, Paul Spagna. A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales // Science. 2014. V.345 (451). P. 451-455.