

Секция 2

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

И.В. Кучеренко, профессор

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

*Явление миграции элементов представляет самый
основной и наиважнейший предмет геохимического
исследования*

А.Е. Ферсман

В познании законов образования и эволюции Земли геохимические исследования, согласно определению основоположников геохимии в России В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана, призваны реконструировать геологическую историю химических элементов и их ассоциаций в минералах, горных породах и земных оболочках. Достижение этой цели в теоретическом плане обеспечивает понимание поведения (рассеивания, концентрирования) химических элементов в различных геологических, по существу химических и/или физико-химических процессах минерало-, породо- и рудообразования, в прикладном плане – получение данных для разработки прогнозно-поисковых критериев оруденения разного происхождения, в частности, гидротермального.

Создание достоверного знания условий концентрирования рудогенных элементов в рудных районах и рудных полях составляет приоритетную сферу интересов геохимии, получившей статус поисковой. Исторически сложилось так, что применяемые формализованные методы поисковой геохимии, ориентированные на расчеты и использование различных параметров распределения химических элементов в земной коре для поисков и оценки промышленного оруденения, обладают ограниченными возможностями в том, что касается генетической интерпретации структуры наблюдаемых крупнообъемных геохимических полей и аномалий в их составе. Методами поисковой геохимии оценивается, например, современный (итоговый) геохимический облик горных пород без учета вклада сменявших один другой во времени геологических процессов на предшествующих этапах их геологической истории. О том, какие это создает трудности в решении ключевой проблемы гидротермального рудообразования – проблемы источников рудного вещества, можно судить на примере крупных и уникальных хорошо изученных золотых месторождений, локализованных в толщах углеродистых терригенных сланцев осадочных бассейнов. О существовании этих трудностей свидетельствует многообразие представлений о происхождении месторождений «сланцевого типа» в рамках гранитогенной, базальтогенной, метаморфогенной и полигенной гипотез, конкурирующих между собой в приложении к одному и тому же месторождению, например, Сухому Логу в Ленском районе.

Гипотезы магматогенного гидротермального рудообразования предполагают генерацию металлоносных флюидов в коровых очагах кислой магмы [2, 7, 20 и др.] или в мантийных очагах умеренно щелочных базальтовых расплавов [13, 17, 18 и др.]. Со времени возрождения в шестидесятых годах идей старой, начала XX века, литораль-секреционной гипотезы рудообразования месторождения в сланцах сторонниками метаморфогенной гипотезы противопоставляются магматогенным, – их формирование связывают с извлечением металлов, прежде всего золота, из горных пород в областях выноса растворами разного происхождения, транспортировку и отложение их в дренирующих структурах в областях привноса [3, 6, 14, 16 и др.]. В последнее время обсуждается вероятность многоэтапного концентрирования металлов при их преобладающе породных источниках в рамках полигенной гипотезы [12 и др.] и допускается множественность источников золота, сосредоточенного в рудах одного месторождения, включая мантийный субстрат, коровые расплавы и горные породы [11, 15, 18].

Идея, которая вызвала к жизни сначала литораль-секреционную, а после полувекового перерыва, заполненного господством магматогенных гидротермальных гипотез, – метаморфогенную и полигенную гипотезы, заключается в представлении о повышенных или высоких дорудных содержаниях золота в сланцах как обязательной предпосылке рудообразования. На эту идею опирается вывод, согласно которому промышленные месторождения золота образуются в сланцевых толщах, обогащенных против кларка металлом на этапе седиментации или предшествующего рудообразованию регионального зонального метаморфизма. Один из ранних вариантов метаморфогенной гипотезы, в частности, предполагал вынос золота из зон высокотемпературного регионального ультраметаморфизма в низкотемпературные зоны зеленосланцевой фации, где и происходило концентрирование металла [3]. Сторонники идеи сопряженного формирования областей выноса-привноса металлов в гидротермальных процессах ограничиваются и субкларковыми их содержаниями в породах-донорах [14, 16, 22].

Многообразие представлений об источниках металлов, сосредоточенных в рудах, нельзя объяснить только сравнительно широко распространенным явлением конвергенции рудообразования, поскольку все упомянутые гипотезы с их многочисленными вариантами предложены, как отмечалось, для одного

месторождения. Очевидны недостоверные выводы, причины которых заложены в дефиците достоверных фактов, необходимых для решения проблемы.

Так, многолетняя практика оценки методами поисковой геохимии содержания золота в сланцевых толщах осадочных бассейнов с известными и неизвестными промышленными месторождениями металла привела к получению противоречивых результатов. В шестидесятых – семидесятых годах содержания золота в сланцах, вмещающих золоторудные поля, оценивались на уровне десятых долей грамма – граммов в тонне породы, например, в Ленском районе [3, 9 и др.]. В восьмидесятых годах эти оценки в приложении как к золотоносным, так и незолотоносным районам снизились до 2...4, 1...5, «первых» мг/т [4, 10 и др.]. Однако в последние годы произошла новая трансформация представлений, согласно которым сланцы обладают повышенной дорудной золотоносностью вплоть до граммов в тонне породы [1, 5, 8, 19 и др.].

Подобные трансформации представлений о степени золотоносности вмещающих рудные поля сланцевых толщ в работах даже одного автора (В.А. Буряка) и отличные оценки в работах разных авторов сочетаются с отсутствием доказательств происхождения положительных, часто контрастных околорудных аномалий золота. Пожалуй, единственная попытка как-то прояснить этот вопрос была предпринята В.А. Буряком, который золото на уровне субкларковых содержаний в сланцах считал «отработанным», оставшимся в породах после экстракции сверхкларковых его количеств растворами и отложения в рудах и околорудных ореолах [4]. Однако идея осталась не доказанной и не получила поддержки. Вместе с тем, специальная литература переполнена данными о содержаниях золота в «сланцах», «углеродистых (углистых)», «сульфидизированных», «гидротермально измененных», «осветленных» сланцах и т.д. и т.п., без указаний на то, о каких сланцах идет речь, – песчаниках, алевролитах, аргиллитах, аркозах, граувакках и др. Сохраняющееся до сих пор состояние неопределенности в проблеме происхождения, а, следовательно, и генетической интерпретации геохимических полей в районах и месторождениях питает многолетнюю дискуссию, конца которой не видно, если принципиально не изменить подходы к ее решению.

Рациональный подход заложен в формулировке геохимии, приведенной выше. В качестве исходных посылок-аксиом принимаются следующие. Геологическая история химических элементов – это геологическая история горных пород. Последние подвергаются преобразованиям, либо сохраняются в первозданном виде до начала рудообразующих процессов. Минералого-химический состав и строение сланцев, как правило, изменяются на этапе зонального регионального метаморфизма, предшествующего рудообразованию, и всех пород – при метасоматических изменениях, сопровождающих рудообразование. Во всех случаях растворение минералов обуславливает высвобождение химических элементов, в том числе металлов, фиксацию их в минеральных новообразованиях метаморфических и метасоматических ореолов и/или вынос из последних, либо поступление в них с металлоносными растворами. Миграционная способность элементов определяется химическими их свойствами, физико-химическими и термодинамическими режимами процессов, интенсивностью преобразований. Минералого-химические изменения пород и поведение металлов (золота) на каждом этапе преобразований фиксируются в соответствующих минеральных ассоциациях, которые поддаются идентификации. Исходные породы при этом сохраняют диагностически значимые черты своего состава и строения, как это бывает при региональном метаморфизме низких ступеней, либо утрачивают эти черты в тыловых зонах околорудных (рудовмещающих) метасоматических ореолов и при ультраметаморфизме. В последнем частном случае возникают трудности в оценке начальной металлоносности (золотоносности) исходных пород, – существующие приемы реконструкции исходного состава ультраметаморфических пород не всегда обеспечивают достоверность результатов. Вместе с тем, исходные породы в тыловых зонах метасоматических ореолов обычно распознаются без проблем по ряду признаков.

С учетом приведенных соображений формулируются содержание и методика исследований, направленных, как отмечалось, на решение проблемы золотоносности вмещающего месторождения субстрата, в том числе и особенно черносланцевого в осадочных бассейнах, в генетическом ее аспекте, то есть в плане выяснения условий формирования структуры наблюдаемых геохимических полей, включая аномалии, в связи с рудообразованием или вне связи с ним, в последнем случае на предшествующих этапах геологической эволюции горных пород.

Последовательность операций при выполнении петролого-геохимических исследований включает:

- систематический отбор проб горных пород по стандартным методикам и в объемах, достаточных для получения статистически значимых результатов;
- диагностику состава, строения и происхождения исходных пород и эпигенетических минеральных комплексов, отвечающих этапам их преобразований с учетом минералого-петрохимической зональности метаморфических и метасоматических ореолов;
- создание аналитической базы данных на основе высокоточных и высокочувствительных методов анализа содержания химических элементов в горных породах;
- формирование на минералого-петрологической основе рациональной системы выборок аналитических данных для расчетов статистических параметров распределения и баланса золота в геохимических полях и ореолах;
- выполнение расчетов статистических параметров распределения металлов в горных породах;
- исследование пространственно-временных и причинно-следственных соотношений околорудных метасоматических, геохимических ореолов и руд;
- анализ, обобщение результатов, выводы.

Исходя из тезиса о том, что все познается в сравнении, важно установить, изменились ли статистические параметры распределения химических элементов в породах на каждом этапе их эпигенетических

преобразований, и если изменились – в каком направлении и значимы ли различия, доказываемые математическими расчетами, или они не выходят за рамки статистических погрешностей.

В рациональной многоуровневой полнообъемной системе выборок геохимических данных, число уровней в которой соответствует этапу образования и числу этапов минералого-химических преобразований исходных пород, нижний уровень представляет неизменные породы по видам и разновидностям. На промежуточном среднем уровне, отвечающем этапу регионального метаморфизма (например, в сланцевых, вулканогенных толщах) каждая выборка включает один вид (разновидность) горной породы, подвергшейся изменениям в конкретной минеральной зоне ареала регионального метаморфизма. Число выборок на этом уровне определяется количеством видов (разновидностей) исходных пород, перемноженным на число минеральных зон. Верхний уровень соответствует этапу околорудного метасоматизма и рудообразования, в процессе которых образуются метасоматические и геохимические ореолы. Одна выборка этого уровня представляет исходную породу конкретного вида (разновидности), измененную в конкретной минеральной зоне метаморфического и околорудного метасоматического ореолов. Число выборок верхнего уровня зависит от числа видов (разновидностей) пород, пространственных соотношений и числа минеральных зон регионального метаморфизма и околорудного метасоматизма, и может достигать нескольких десятков.

Рекомендуемая трудоемкая система обеспечивает возможность проследить изменения геохимического содержания горных пород на всех этапах преобразований их состава.

В осадочных и вулканогенных толщах, подвергшихся региональному метаморфизму, нередко выборки нижнего уровня выпадают по причине отсутствия неизменных исходных пород. Напротив, ультраметаморфические и плутонические изверженные породы, в том числе древние (допалеозойские) нередко сохраняются до начала рудообразования в их первоначальном виде, вследствие чего выпадают выборки среднего уровня. В связи с этим в геологической истории горных пород сокращается число эпизодов, но принципиально не меняется содержание петролого-геохимических исследований.

Обсуждаемый подход и методические приемы петролого-геохимических исследований реализованы в мезотермальных золоторудных полях южного горно-складчатого обрамления Сибирского кратона, образованных в кристаллическом субстрате и в толщах углеродистых (черных) сланцев в возрастном диапазоне от раннего до позднего палеозоя: Бериккульском (Кузнецкий Алатау), Холбинском (Восточный Саян), Ирокиндинском, Кедровском, Каралонском, Западном, Богодиканском, Верхне-Сакуканском (Северное Забайкалье), Чертово Корято (Патомское нагорье). Крупнообъемные, до тысяч метров мощностью, околорудные (рудовмещающие) метасоматические ореолы сочетают в себе метасоматиты березитовой формации в тыловых зонах и пропилитовой формации – в промежуточных и фронтальной. Исходными породами служат гнейсы, кальцифиры, мигматиты архейского фундамента и позднепалеозойской очагово-купольной структуры, раннепротерозойские, позднепротерозойские, среднепалеозойские гранитоиды, разновозрастные долериты в дайковой форме, позднепротерозойские и раннепалеозойские покровные вулканы келянской и бериккульской свит, углеродистые терригенные сланцы раннепротерозойской михайловской, позднепротерозойских мухтунной, кедровской, водораздельной свит.

Установлено, что распределение (среднее геометрическое и арифметическое содержание, стандартный множитель, стандартное отклонение содержаний) рудогенных элементов – Au, Ag, Hg, As и ряда других во всех породах в обрамлении упомянутых (надо полагать, и других) золоторудных полей, рудные тела которых представлены кварцевыми жилами и минерализованными зонами жильно - прожилковых, прожилково-вкрапленных руд, и в междурудном, околорудном пространстве подчиняется одним законам.

За пределами метасоматических ореолов и на дальней их периферии в подзоне слабого изменения (до 10 % новообразованных минералов) фронтальной зоны содержания металлов близки к кларковым значениям для соответствующих видов и разновидностей неизменных пород. Здесь же в толщах углеродистых терригенных сланцев, метаморфизованных на уровне биотитовой ступени зеленосланцевой фации, параметры распределения металлов отвечают таковым аналогичных неизменных пород (песчаников, алевролитов и др., 1...3 мг/т). Очевидно, региональный метаморфизм осадочных пород на уровне зеленосланцевой фации не сопровождается миграцией золота, серебра, мышьяка, ртути и других цветных металлов.

В неметаморфизованных кристаллических породах и в обширной биотитовой зоне регионального метаморфизма в направлении к рудным телам параметры распределения металлов в породах возрастают от одной минеральной зоны околорудных метасоматических ореолов к другой и достигают максимальных значений в тыловой березитовой зоне. При этом, средние содержания, например, золота, серебра в березитах коррелируют с содержаниями этих металлов в рудных телах: в обрамлении рудных столбов они значительно выше, чем в обрамлении слабозолотоносных участков рудных тел. По мере приближения к рудным телам возрастает в породах золото-серебряное отношение, увеличиваются положительные корреляционные связи золота с другими металлами - спутниками, достигая значений, сопоставимых с таковыми, свойственными рудным телам. Все эти факты доказывают образование руд, околорудных метасоматических и геохимических ореолов с их приуроченными к тыловым зонам аномалиями золота и сопровождающих металлов в результате одних рудообразующих процессов. Всегда геохимические ореолы занимают меньшие объемы сравнительно с метасоматическими.

Полученные результаты петролого-геохимических исследований золоторудных полей, однородных по геолого-генетическим показателям [13, 23], и их обрамления доказывают отсутствие значимых признаков миграции золота и сопутствующих металлов в режиме регионального метаморфизма биотитовой ступени зеленосланцевой фации, – содержания их сохраняются на субкларковых уровнях, свойственных неизменным терригенным породам – исходным для углеродистых сланцев. Высокую миграционную способность металлы демонстрируют в процессе рудообразования и околорудного метасоматизма, – они перемещаются в направлении

от раствороподводящих и рудовмещающих разломов в объеме формирующихся метасоматических ореолов с постепенным снижением концентраций до субкларковых уровней в их фронтальной зоне. Распределение металлов в ореоле, в частности, прямая зависимость их концентраций от интенсивности изменений пород не противоречит представлению о диффузионном механизме массопереноса, реализуемом, как это доказано теоретическими расчетами и экспериментами, при околоразломном метасоматизме. Отсутствие признаков миграции металлов до рудообразования в породах, не претерпевших изменений после образования (гранитоидах, долеритах) за пределами околорудных метасоматических ореолов, оценивается как эмпирический факт, не подтверждающий вывод о выносе металлов из пород при сохранении их минерального состава [21, 22], напротив, противоречащий ему.

Приведенная генетическая интерпретация структуры наблюдаемых геохимических полей сочетается с прикладными следствиями. Первое из них заключается в том, что золотые мезотермальные месторождения образуются в неспециализированном на золото и другие металлы субстрате, в том числе в черносланцевых толщах. Второе сводится к выводу, согласно которому прямая зависимость контрастности фиксируемых в породах аномалий золота, серебра и других металлов от степени золотоносности руд обеспечивает возможность использования этого факта в прогнозе промышленной значимости ожидаемого оруденения.

Петролого-геохимические исследования, согласные описанным методологии (подходу) и методике, рекомендуются использовать:

– при планировании и выполнении геохимических исследований в гидротермальных рудных месторождениях, направленных на реконструкцию геологической истории химических элементов в минералах и горных породах: выяснение условий их первоначального накопления и поведения (инертности – подвижности, фиксации – миграции) на каждом последующем этапе преобразований для решения генетических проблем минерало- и рудообразования; на этой основе – для генетической интерпретации структуры геохимических полей и геохимических аномалий, в частности, для решения столетней проблемы – оценки влияния дорудных концентраций золота в сланцевых толщах осадочных бассейнов на образование промышленных, в том числе уникальных золотых месторождений;

– для создания региональных и глобального банков корректных геохимических данных; корректность достигается точной диагностикой видов и разновидностей исходных пород, минералов и минеральных ассоциаций (комплексов), представляющих процессы преобразований вещества на каждом этапе, статистическими параметрами поэтапного распределения химических элементов в исходных и эпигенетических минералах и горных породах; создание таких банков обеспечит возможности выполнения корректных генетических (теоретических) обобщений.

Литература

1. Абрамов Б.Н. Особенности локализации проявлений золото кварцевой формации Муйской зоны // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2007. – № 1. – С. 62–65.
2. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. – 237 с.
3. Буряк В.А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа // Советская геология. – 1975. – № 10. – С. 35–48.
4. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
5. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной, золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализации с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
6. Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю. и др. Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 4. – С. 311–337.
7. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 196 с.
8. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма // Руды и металлы. – 2004. – № 4. – С. 24–32.
9. Гапон А.Е., Гапеева М.М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 185. – № 2. – С. 408–411.
10. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
11. Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 5. – С. 414–444.
12. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады РАН. – 2006. – Т. 407. – № 6. – С. 793–797.
13. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
14. Лось В.Л., Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я. Геохимические системы рудных объектов: примеры, модель, генетические и поисковые аспекты // Геология и охрана недр. – 2003. – № 1. – С. 24–33.
15. Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис....докт. геол.-мин. наук. – М.: ИГЕМ, 2006. – 44 с.
16. Плющев Е.В., Кашин С.В., Молчанов А.В. и др. Методы петрографо-геохимического картирования и прогнозно-металлогенического анализа потенциальных рудных узлов и полей гидротермально-метасоматического типа //

- Поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений: Мат-лы II Всероссийской конференции по прикладной геохимии, г. Воронеж, 26–28 февраля 2009 г. – Воронеж: И.П. Гончаровой, 2009. – С. 93–96.
17. Русинов В.Л., Русинова О.В., Борисовский С.Е. и др. Состав метасоматических минералов золоторудного месторождения Сухой Лог как критерий его генетической связи с базит-гипербазитовым магматизмом // Доклады РАН. – 2005 – Т. 405. – № 5. – С. 661–665.
 18. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 11. – С. 1158–1169.
 19. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 33–37.
 20. Хомичев В.Л. Модель золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации // Петрология и рудообразование. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005. – С. 58–70.
 21. Goldberg J.S. The formation of ores as self-organizational process of redistribution of metals // The 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Aug. 6–7, 2000: Congress Program. Rio de Janeiro: Geol. Surv. Braz., 2000. – P. 3771.
 22. Goldberg J.S., Abramson G., Los V.L., Depletion and enrichment of exploration for mineral deposits // Geochemistry Exploration, Environment Analysis. – 2003. – V. 3. – P. 281–293.
 23. Kucherenko I.V. Petrologic-geochemic evidence of geologic genetic uniformity of gold hydrothermal deposits formed in black-shale and non-shale substratum // Bullitin of the Tomsk polytechnic university. – 2007. – V. 311. – № 1. – P. 24.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КАМНЕЙ РОТОВОЙ ПОЛОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Л.В. Бельская

Научный руководитель доцент О.А. Голованова

Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, г. Омск, Россия

Изучение взаимосвязи живого и минерального миров – одна из важнейших фундаментальных и прикладных задач современного естествознания. Объектами исследования в этой области могут служить биоминералы. В настоящее время известно более 200 биоминералов, почти все они имеют абиогенные аналоги. Органоминеральные образования биогенного происхождения во многом отличаются от абиогенных, что, видимо, обусловлено различием механизмов и условий их образования. Наглядно иллюстрируют данную закономерность фосфаты кальция [1]. Фосфатсодержащие минералы распространены в природе и являются основой костно-минеральных тканей животных, а также встречаются в виде патогенных образований в различных органах и тканях. Наиболее распространен среди минералов данной группы гидроксилapatит (ГА) различного стехиометрического состава, в частности $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$. **Цель работы** – сравнение патогенных (зубные и слюнные камни) и физиогенных (эмаль, дентин) органоминеральных образований челюстно-лицевой сферы человека.

Объектом исследования являлась коллекция зубных (115) и слюнных (13) камней и ротовой жидкости (250 образцов) жителей Омского региона, предоставленных Городской стоматологической поликлиникой № 1. Изучение фазового состава камней проводили с использованием методов РФА и ИК-спектроскопии. Элементный состав зубных камней был определен методом рентгеновской флуоресценции с использованием синхротронного излучения (накопитель ВЭПП-3, аналитик Н.В. Максимова). Определение аминокислотного состава проведено методом ВЭЖХ (Series 200, Perkin Elmer).

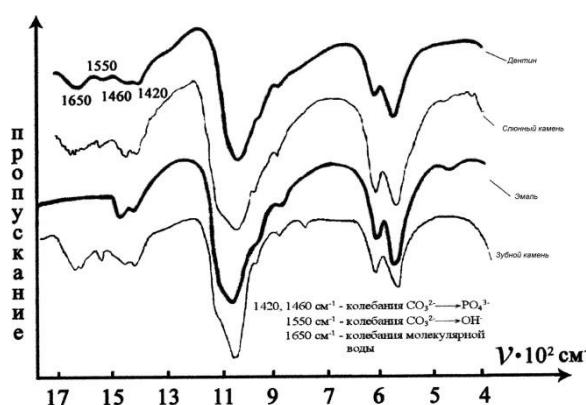


Рис. 1. Сравнение ИК-спектров эмали, дентина, ЗК и СК

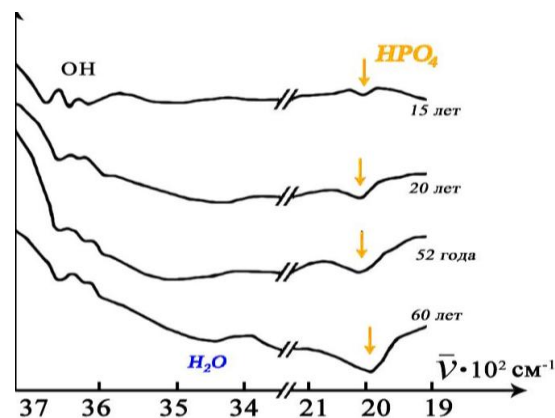


Рис. 2. Примеры ИК-спектров апатитов эмали

Фазовый состав. Слюнные камни (СК) образуются из слюны чаще всего в поднижнечелюстной железе и ее каналах. По данным [1], основным минеральным компонентом СК и зубного камня (ЗК) является карбонатсодержащий гидроксилapatит. В СК возможно присутствие карбоната кальция и солей магния, в ЗК – брушита $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, октакальций фосфата $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. В некоторых случаях идентифицировали витлокит $(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$, кальцит CaCO_3 , отмечалось также наличие узвеллита, оксалатов узвеллита и редких фосфатов струвита и ньюберита. В составе СК преобладают органические вещества (75–90%), обычно в

виде аминокислот аланина, глутаминовой кислоты, глицина, серина и др. Соотношение органических и неорганических веществ в ЗК непостоянно и определяется экзогенными и эндогенными факторами. В ЗК содержится 4–10 % воды, 13–25 % органических и 72–82 % неорганических веществ. По нашим данным (РФА), основным минеральным компонентом всех образцов является ГА. В трех образцах ЗК также обнаружен брушит (5–10 % от содержания ГА). Из пяти образцов СК три сложены только ГА и органической компонентой (образец № 3), в образце № 2 вместе с ГА присутствовал витлокит, в образце № 1 – брушит. Известно, что брушит кристаллизуется при более низких значениях pH, чем ГА. Присутствие брушита в части образцов говорит о значительных колебаниях pH слюны в процессе роста патогенных образований. Малые размеры образцов не позволили сделать их фрагментарный анализ, чтобы установить последовательность отложения минеральных и органических слоев.

Данные ИК-спектрии подтверждают фосфатный состав неорганической компоненты СК и ЗК (рис. 1).

В спектрах всех образцов присутствуют полосы поглощения, соответствующие колебаниям Р–О связей ГА, что совпадает с данными РФА. Не обнаружены полосы поглощения, характерные для ОН-групп, однако все исследованные образцы содержат карбонат-ионы. Наличие полос колебаний С–О связи ($1420, 1460 \text{ см}^{-1}$) говорит о замещении PO_4^{3-} -тетраэдров карбонат-ионами (так называемое замещение В-типа). Полоса 1550 см^{-1} говорит о замещении ОН-групп карбонат-ионами в каналах структуры ГА, что соответствует замещению А-типа. Соотношение карбонат-ионов, соответствующих этим двум типам замещений, в ГА всех исследуемых образцов равно 2:1. Кроме того, на большинстве ИК-спектров ЗК присутствует широкая полоса валентных колебаний молекул воды при 3440 см^{-1} , указывающая на присутствие молекул воды в каналах структуры ГА, и полоса деформационных колебаний воды при 1650 см^{-1} . ИК спектры ЗК и СК очень близки (рис.1), минеральная составляющая во всех случаях представлена карбонат-гидроксилапатитом. Минеральная составляющая эмали зуба также представлена ГА, причем в отличие от дентина, в эмали апатит хорошо окристаллизован и дает четкие рефлексы. На ИК-спектрах всех исследованных образцов эмали (рис. 2) присутствуют полосы ОН-групп в области $3600\text{--}3700 \text{ см}^{-1}$, что отличает их от ГА патогенных органоминеральных образований.

Минеральная составляющая патогенных минералов (зубных и слюнных камней) представлена плохо окристаллизованным Са-дефицитным карбонат-гидроксилапатитом. Эмаль и дентин также образованы ГА, однако параметры их элементарной ячейки более близки к стехиометрическому ГА, что может быть связано с большим количеством дефектов и замещений в структуре патогенных органоминеральных образований.

В целом, фазовый состав ЗК и СК примерно одинаков и близок составу эмали и дентина. Существенным отличием ГА эмали и камней является отсутствие ОН-групп в структуре ГА патогенных биоминералов и лучшая окристаллизованность. Улучшение окристаллизованности в ряду эмаль > дентин > ЗК > СК можно объяснить увеличением в этом ряду содержания органических веществ, что хорошо согласуется с литературными данными [1].

Элементный состав. Анализ полученных результатов по определению элементного состава ЗК и СК (табл.1) показывает, что микроэлементы К, Zn, Ba, Zr, Rb, Mn, Fe, Cu, Ti, V, Ni и т.д. концентрируются в камнях. Высокое содержание перечисленных элементов в образцах, возможно, объясняется их изоморфным внедрением в апатит – основную минеральную компоненту ЗК и СК человека.

Таблица 1

Содержание микроэлементов в ЗК, СК и эмали зубов, мг/кг

Элемент	Зубные камни	Слюнные камни	Эмаль зуба
Ti	0,58 – 22,7	1,92 – 96,4	3,72 – 9,32
V	0,74 – 11,8	2,72 – 24,4	0,10 – 0,16
Mn	0,70 – 4,60	-	1,68 – 2,61
Fe	0,14 – 41,8	2,10 – 10,1	87,0 – 200
Ni	0,10 – 4,70	0,47 – 2,40	9,96 – 10,4
Cu	0,17 – 7,40	0,51 – 3,50	0,48 – 0,94
Zn	0,10 – 88,1	2,66 – 32,0	83,0 - 1575

Сравнение полученных экспериментальных данных по ЗК с литературными для г. Москвы позволяет выделить элементы, содержание которых характерно для Омского региона: Mn – на 46 %; Ni – на 81 % больше, чем по данным [2]. Значительно превышено содержание V (в 178 раз), Cu (в 95 раз) и Zn (в 16 раз). В зубных камнях жителей г. Омска обнаружены также Ag, Sn, I, Br и Rb. Следует отметить, что уровни содержания элементов зависят от условий окружающей среды, и вследствие этого отмечается существенный разброс величин, измеренных в различных регионах. Таким образом, повышенное содержание микроэлементов в ЗК и СК, возможно, обусловлено спецификой Омского региона.

Аминокислотный состав. В составе органической составляющей исследуемых образцов камней нами выявлено 15 аминокислот. Их суммарное содержание в зубных (2,64–13,08 мас. %) и слюнных (4,64–12,31 мас. %) камнях существенно больше, чем в ротовой жидкости (0,08–0,40 мас. %). О наличии протеина в органической составляющей исследуемых камней говорит также присутствие на ИК-спектрах полос деформационных колебаний СО- и NH-групп полипептидной цепи при 1650 и 1540 см^{-1} . Использование метода кластерного анализа позволило выявить как межгрупповые, так и внутригрупповые различия в содержании

аминокислот. Высокое содержание глутамина и лизина в камнях можно объяснить наличием в их составе дополнительных боковых аминогрупп, тогда как серина и тирозина, содержащих гидроксильные группы, – адсорбционным взаимодействием с гидроксилпатитом, являющимся основным минеральным компонентом зубных и слюнных камней человека.

Согласно табл. 2, белок зубных отложений содержит большие количества аланина, серина, лизина, треонина и меньшие количества гистидина и глицина. Подобное соотношение содержания аминокислот устанавливается в процессе созревания эмали: уменьшается содержание гистидина и пролина, а накапливаются серин, аланин и др. Таким образом, можно предположить, что механизм образования ЗК, СК и эмали зубов имеет сходную природу.

Таблица 2

Сравнение аминокислотного состава ЗК, СК и эмали зубов, мас. %

Аминокислота	Эмаль	ЗК	СК
Аланин	0,506	0,644±0,136	0,421±0,155
Аргинин	0,715	0,276±0,058	0,564±0,243
Аспарагиновая	1474	0,556±0,141	0,558±0,157
Глутаминовая	Нет данных	0,893±0,208	1,167±0,376
Глицин	1,264	0,609±0,147	0,485±0,127
Гистидин	0,746	0,282±0,093	0,340±0,194
Лизин	0,368	0,531±0,088	0,574±0,149
Метионин	Нет данных	0,100±0,041	0,126±0,115
Пролин	1,654	Нет данных	Нет данных
Оксипролин	1,564	Нет данных	Нет данных
Серин	0,193	0,862±0,296	0,602±0,167
Треонин	0,091	0,360±0,108	0,281±0,070
Тирозин	Нет данных	0,275±0,065	0,552±0,289
Валин	0,409	0,413±0,089	0,437±0,119
Фенилаланин	0,292	0,439±0,084	0,600±0,162
Лейцин + изолейцин	0,722	0,403±0,061 0,289±0,049	0,502±0,116 0,311±0,084

Литература

1. Кораго А. А. Введение в биоминералогию. – СПб: Недра, 1992. – 280 с.
2. Ткаленко А.Ф. Влияние физико-химических характеристик слюны, слюнных и зубных отложений на исход лечения больных слюннокаменной болезнью: Автореф. дис.... канд. мед. наук. – Москва, 2004. – 24 с.

БАЗИТОВЫЕ ДАЙКИ ЧУЙСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.А. Бердяев

Научный руководитель профессор И.В. Кучеренко
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В золоторудных районах, сложенных кристаллическим или сланцевым субстратом, присутствуют умеренно щелочные базитовые дайки, образованные на позднем базальтоидном этапе формирования антидромных флюидно-магматических комплексов [1, 2]. В результате многоактных инъекций малых порций расплавов базитового состава образуются до-, внутри- и послерудные дайки. Их последовательность прослеживается во взаимопересечениях с минеральными комплексами руд. Дорудные дайки в узлах пересечения с рудной минерализацией березитизированы, послерудные дайки слабо гидротермально изменены или не содержат эпигенетических минералов. Интенсивные метасоматические изменения даек среди неизмененных или слабо измененных пород доказывают их флюидопроводимость в горячем состоянии, а участие в составе минеральных новообразований биотита и/или амфибола – их внутрирудный возраст. Пространственно-временные соотношения с рудами, их метасоматические изменения и петрохимические особенности свидетельствуют о связи рудообразования с умеренно щелочным базитовым магматизмом. Подобные дайки встречены в Чуйском рудопроявлении, которое расположено в центральной части Олоkitского прогиба Северо-Байкальского района.

Чуйское рудопроявление (рис. 1) сложено рифейскими стратифицированными образованиями, представленными карбонатно-песчано-черносланцевыми породами ондокской свиты. В составе свиты участвуют серые и черные (углеродистые) алевролиты, песчаники, кварцито-песчаники, известняки, доломиты, прослой зелёных парасланцев. На участке прослеживаются системы разрывов северного и северо-восточного простирания, развитые в пределах Олоkit-Большечуйской структурно-формационной зоны. В северо-восточном направлении ориентированы тела сыннырского субвулканического комплекса.

Магматические образования сыннырского комплекса расположены в центральной части рудопоявления и представляют собой крутопадающие под углами до 70–80° покровы и дайки. Внедрение расплавов осуществлялось в две фазы. Первая фаза разделяется на две субфазы. В рамках первой субфазы образованы железистые и высокожелезистые базальтовые порфириты, долериты, габбро-долериты, второй – маложелезистые лейкобазальты. Породы второй фазы – кислые покровные вулканы (риолиты, риодациты). Дайковые тела рудопоявления, о которых пойдет речь, представляют обе субфазы первой фазы.

Выделенные аномалии золота и мышьяка вытянуты субпараллельно Ондоко-Олокитской системе разрывных нарушений и дайковым телам Чуйского рудопоявления.

Дайки рудопоявления представлены крупными массивными телами (мощностью до 5–15 м) долеритового состава. Они гидротермально изменены и содержат в переменном количестве новообразованные минералы.

Менее измененные дайки существенно отличаются по окраске, составу и объемам эпигенетических минералов от интенсивно измененных. Породы массивные темно-зеленого цвета содержат порфировые выделения серого до темно-серого пироксена (до 40 об. %), заключенные в мелкокристаллическую основную массу. Последняя состоит из беспорядочно ориентированных лент частично сосюритизированного плагиоклаза (до 40 % от объема основной массы), зерен пироксена, редких реликтов бурого биотита и призмочек апатита.

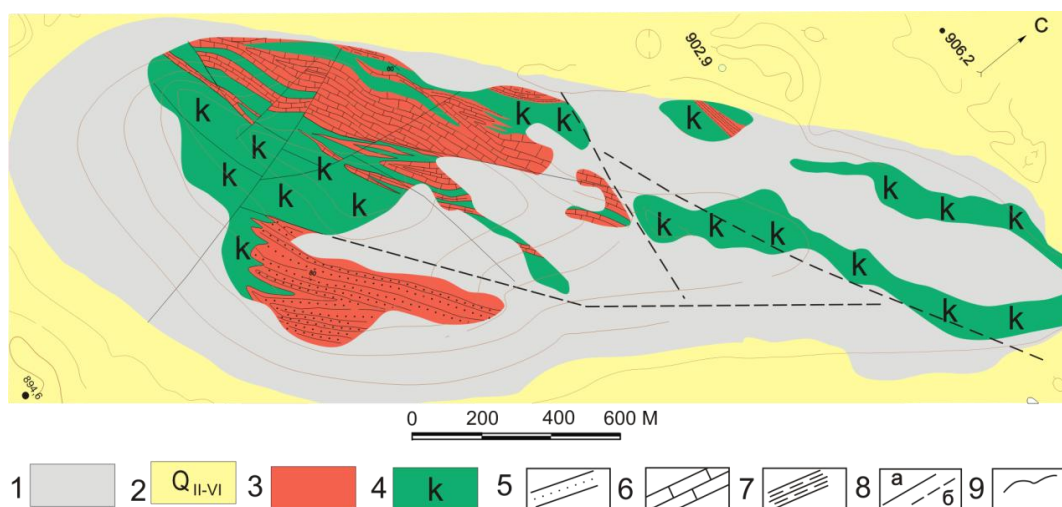


Рис. 1. Схема геологического строения Чуйского рудопоявления [по В.А. Кондратенко, 2008 г.]
 1 – современные склоновые отложения: солифлюкционные, делювиальные; 2 – средне-верхнетертичные отложения: ледниковые, водно-ледниковые, озерно-болотные; 3 – ондоская свита (R_{2on}): песчаники, мергелистые известняки, органогенные известняки и углеродистые сланцы; 4 – сыннырский субвулканический комплекс (R_{2sp}); 5 – песчаники; 6 – известняки; 7 – углеродистые сланцы; 8 – разрывные нарушения отдешифрированные на АФС (а), предполагаемые (б); 9 – геологические границы: литологические, стратиграфические, интрузивные

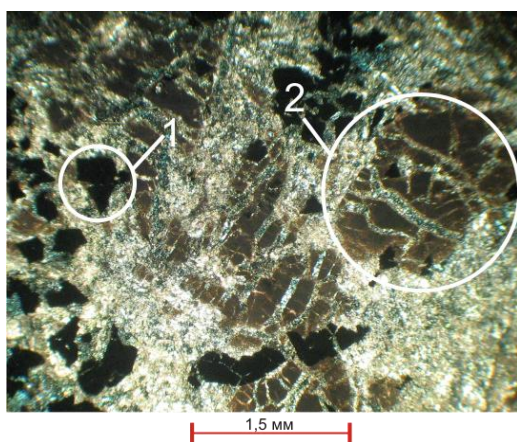


Рис. 2. Долерит гидротермальноизмененный.
 Реликты раздробленных фенокристаллов пироксена (2) среди мелкозернистой основной массы породы, содержащей эпигенетические минералы, включая пирит (1)

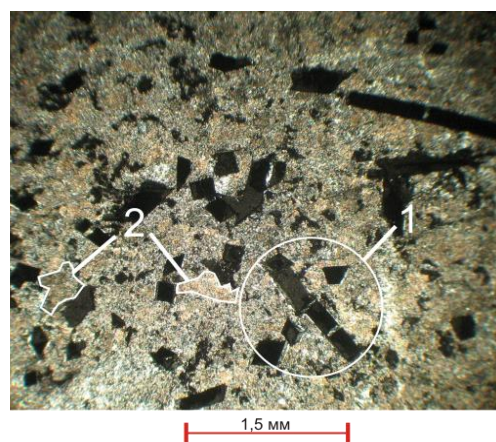


Рис. 3. Полностью замещенные карбонат-серицитовыми агрегатами зерна бывшего пироксена (2) и идиоморфные кристаллы пирита и арсенипирита (1) в метасоматите по долериту

В сочетании с фенокристаллами пироксена эти минералы образованы на магматическом этапе формирования породы. Кристаллы пироксена хотя и сохранили первоначальную таблитчатую форму (рис. 2), но сильно раздроблены; трещины в кристаллах заполнены хлоритом, граммитом, а некоторые обломки кристаллов пироксена замещены скрытокристаллическим не диагностируемым веществом коричневого цвета. К эпигенетическим минералам этапа гидротермального метасоматизма относятся актинолит, граммит, хлорит, карбонаты, лейкоксен, рутил, пирит. Первичная офитовая структура основной массы породы частично затухевана гранолепидобластовой структурой, образованной срастанием упомянутых эпигенетических минералов, суммарный объем которых достигает 40 % от объема основной массы.

В интенсивно измененных дайках светло-серого цвета пироксен и плагиоклаз нацело замещены карбонат-серицитовым агрегатом (рис. 3), а основная масса породы хлорит-актинолит (тремолит)-карбонатного состава – кварц-карбонат-серицитовым агрегатом, что определило и изменение цвета породы. Присутствуют обильная вкрапленность пирита в кубической и пентагондодокаэдрической формах и кристаллы арсенопирита. Метасоматит по составу отвечает березиту. Местами аподайковый березит насыщен ранними прожилками карбонатно-хлоритового состава и пересекающимися их кварцевыми прожилками. В породе отмечены высокие, до десятков г/т, содержания золота.

По составу новообразований описанные дайки следует считать дорудными. Для исследования связей рудообразования с магматизмом представляет интерес дальнейшее изучение даек с целью выявления среди них внутрирудных, позднерудных, присутствие которых свидетельствовало бы о функционировании гидротермального рудообразующего процесса в режиме активного базитового магматизма. Последнее, как отмечено выше, служит одним из аргументов, подтверждающих базальтогенную концепцию образования мезотермальных золотых месторождений.

Литература

1. Кучеренко И. В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – Вып. 1. – С. 49–57.
2. Кучеренко И. В. Дайки основного состава в мезотермальном золоторудном месторождении Зун-Холба (Восточный Саян) // Вестник Томского государственного университета. – 2003. – Приложение № 3 (III). – С. 259–261.
3. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – 251 с.
4. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник / М.А.Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатиков и др. / Под редакцией В.С.Попова и О.А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.

АМЕТИСТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОНАХ ВНЕДРЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ

Н.А. Викторова

Научный руководитель доцент Э.А. Королев

Казанский государственный университет имени В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Углеводородсодержащие флюиды, внедряющиеся в осадочные породы, оказывают существенное воздействие на их структурно-вещественные характеристики за счет контрастных изменений геохимических параметров (рН, Eh) среды. В карбонатных отложениях это проявляется главным образом в растворении первичных исходных компонентов и отложении новообразований, не свойственных для данного типа пород.

Одним из подобных примеров являются карбонатные метасоматитовые жилы, сложенные мраморовидным кальцитом, которые залегают среди биомикритовых доломитов верхнеказанского подъяруса в пределах Камско-Устьинской структуры (западная часть Республики Татарстан). Их образование связано с внедрением в породы эвапоритового комплекса углеводородсодержащих элизионных флюидов, о приходе которых свидетельствуют многочисленные битуминозные вкрапления. Воздействию глубинных растворов подверглись не только породообразующие минералы слоя доломитов, но и находящиеся в нем кремнистые конкреции. Под действием агрессивных флюидов конкреции выщелачивались, а их продукты переотлагались на некотором расстоянии от метасоматитов, образуя вторичные агрегаты горного хрусталя, аметиста и агатовых секречий. В данной работе будет рассмотрена лишь аметистовая минерализация.

Аметисты в пределах зоны внедрения глубинных флюидов встречаются в виде налетов, тонких (до 1,0 мм) крустификационных корочек и крупных друз. Наиболее интересными, на наш взгляд, с минералогической точки зрения являются друзы, развивающиеся на поверхности кремнистых конкреций, либо по периферии выщелоченных полостей в доломитовых породах. Размер аметистовых друз может достигать 1,5×10,0 см. Окраска агрегатов фиолетово-аметистовая, как правило, равномерная. От подложки к вершинам друз наблюдается постепенное увеличение степени насыщенности фиолетового цвета.

В большинстве своем аметистовые корочки имеют зональное строение, отражающее особенности характера поступления питающего раствора. Во всех изученных случаях в основании друз фиксируется тонкая (до 1,0 мм), светло-серая халцедоновая оторочка, сложенная тонкозернистыми и радиально-волоконистыми агрегатами. На ней нарастают кристаллы кварца, ориентированные перпендикулярно подложке. Кристаллы характеризуются удлиненно призматическим габитусом. Их главными формами являются гексагональная призма – {1010} и ромбоздры – {10 $\bar{1}$ 1}, {01 $\bar{1}$ 1}. Преобладающее большинство кристаллов заканчивается только одной

головкой – другим концом они прикрепляются к поверхности субстрата. В пределах аметистовых корочек часто можно наблюдать несколько слоев друзового роста, нарастающих друг на друга, что указывает на пульсационный характер поступления питающего раствора.

В процессе кристаллизации минеральные индивиды взаимодействуют со средой, реагируя на все ее изменения. Вариации в составе и концентрации химических элементов, pH и Eh растворов находят свое отражение в структурных характеристиках растущих кристаллов. В связи с этим было проведено изучение микроструктурных особенностей кварца в различных зонах друзовых агрегатов.

Одним из показателей условий кристаллизации являются ростовые дефекты, из которых наиболее распространенным является микроблочность. Для выявления особенностей блочной структуры кварца был использован рентгенографический метод определения средних размеров областей когерентного рассеяния (ОКР) минералов. Размеры ОКР определялись в направлениях к нормальным плоским сеткам (100) и (101) в тригональной установке, которым соответствуют грани гексагональной призмы и ромбоэдра. Полученные результаты, приведенные в табл. 1, показывают, что в халцедоновой подложке кристаллы характеризуются наиболее дефектной структурой. В аметистовой друзе степень структурного совершенства кристаллов заметно выше. Причем в ней наблюдается тенденция постепенного увеличения кристалличности аметистов в направлении от подложки к вершине агрегата.

Таблица 1

Средние размеры ОКР зерен кварца в аметистовой друзе и эталонном кварце

Характеристика образца	Средний размер ОКР	
	$d_{100} = 4,25 \text{ \AA}$	$d_{101} = 3,34 \text{ \AA}$
Верхняя часть аметистовой друзы	498,6	505,4
Нижняя часть аметистовой друзы	475,1	485,2
Халцедоновая подложка	377,5	430,1

Наряду с объемными дефектами методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) изучались и одномерные структурные нарушения кристаллической решетки минерала. Учитывая геохимическую специфику условий образования друзовых агрегатов в качестве основных показателей дефектности кварцевых кристаллов принимались концентрация радиационных центров O' и E', примесных ионов SO_3^{3-} , Mn^{2+} , Fe^{3+} и органических радикалов $\text{R}_{\text{орг}}$. Результаты измерений показывают, что кремнистые образования характеризуются весьма ограниченным набором структурных дефектов (табл. 2). В них отмечается лишь незначительное содержание E', $\text{R}_{\text{орг}}$ и Fe^{3+} . Причем в каждой зоне кремнистого агрегата доминируют определенные нарушения кристаллической решетки кварца. В халцедоновой подложке преобладают органические радикалы и радиационные E'-центры, в аметистовой друзе – примесные ионы Fe^{3+} , замещающие Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах. Лишь в подошве друз кварц содержит относительно небольшие концентрации $\text{R}_{\text{орг}}$.

Таблица 2

Результаты электронного парамагнитного исследования аметистовой друзы (отн. ед.)

Характеристика образца	O'	E'	SO_3^{3-}	$\text{R}_{\text{орг}}$	Mn	Fe^{3+}
Вершина аметистовой друзы	0	0	0	0	0	++
Подошва аметистовой друзы	0	0	0	11,96	0	++
Халцедоновая подложка	0	3,92	0	44,86	0	0
Доломитовая порода	0	0	7	0	216	0

Примечание: ++ указывает на наличие ионов Fe^{3+} в структуре кварца.

Анализ геологической обстановки, а также морфологических и структурных особенностей аметистовых агрегатов позволяют с большой долей вероятности проводить реконструкцию условий их образования. В момент внедрения углеводородсодержащих флюидов в доломиты верхнеказанского подъяруса в локальных участках шло метасоматическое замещение исходных пород на мраморовидный кальцит с образованием крупных жил метасоматитов. Этот процесс сопровождался боковой миграцией щелочных растворов в стороны от основного канала внедрения. Кремнистые конкреции, оказавшиеся в зоне воздействия этих растворов, частично или полностью выщелачивались, а растворенный кремнезем с потоком растворов перемещался на некоторое расстояние. По мере изменения состава растворов кремнезем постепенно осаждался, формируя различные по морфологии агрегаты.

Друзы аметистов пространственно удалены от тел метасоматитов. По-видимому, раствор, доходящий до места их локализации, уже был обеднен до кремнезема. В одних случаях осаждение кремнезема происходило непосредственно на стенках полостей выщелачивания в доломитах, играющих роль геохимических барьеров, в других – на поверхностях кремнистых конкреций, являющихся кристаллизационными затравками. Зональное строение агрегатов указывает на цикличное поступление растворов, – периоды фильтрации сменялись перерывами и застоём.

Первые порции растворов, содержащие молекулы кремниевой кислоты, очевидно, были несколько пересыщены относительно растворимости аморфного кремнезема. В результате этого на граничных поверхностях «раствор-порода» образовывались халцедоновые корочки. Массовая спонтанная кристаллизация

кварца способствовала возникновению агрегатов с тонкозернистой и сферолитовой радиально-лучистой структурой, она же определяла и относительно повышенную дефектность кристаллов, выраженную в небольших размерах микроблоков. Судя по составу одномерных дефектов кварцевых кристаллов, маточный раствор содержал радиоактивные элементы и активное органическое вещество. Для углеводородсодержащих флюидов это достаточно типично, все они в том или ином количестве содержат U, Th, ^{40}K и биологически активные компоненты [1, 2].

После формирования халцедоновой подложки наступила стадия друзового роста. По-видимому, кристаллы халцедона оказывали определенное ориентационное воздействие на более поздние генерации кварца. На это, в частности, указывает отсутствие на поверхности халцедоновой оторочки кварцевых кристаллов в субгоризонтальном и наклонном положении, наоборот, практически все они ориентированы перпендикулярно к подложке. Обращает на себя внимание, что минеральные индивиды в друзовом агрегате имеют четкие, не искаженные вершины. Как правило, это происходит в том случае, если скорости роста граней $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$ близки. В природе подобные условия вполне могут реализоваться при низкотемпературных процессах, когда заметные пересыщения возникают лишь вследствие весьма незначительной общей растворимости кремнезема. В результате кристаллы кварца ограняются только плоскостями ромбоэдров и гексагональной призмы с минимальной поверхностной энергией, принимая форму устойчивую по отношению к изменениям в системе «кристалл-раствор». Медленный рост в совокупности с внутризерновой перекристаллизацией способствовали формированию более совершенной кристаллической структуры кварцевых кристаллов, что нашло свое отражение в увеличении среднего размера кристаллитов, их блочной субструктуры.

Вероятно, что во время роста кремнистых агрегатов происходило изменение состава растворов, поэтому часть Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах замещалась ионами Fe^{3+} . Появление последнего, наряду с присутствием миграционноспособного кремнезема, указывает, с одной стороны, на щелочность раствора, с другой – на окислительную обстановку минералообразования. Сочетание этих факторов, по-видимому, привело к появлению аметистовой окраски в кварцевых друзах.

Литература

1. Пеньков В. Ф. Уран и углеводороды. – М. Недра, 1989. – 144 с.
2. Тараборин Д.Г., Гацков В.Г., Демина Т.Я. Радиология нефтегазоносных районов Западного Оренбуржья. – Оренбург: ИПК ГОУ ОГУ, 2003. – 160 с.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ТЕКТОНИТОВ И МЕТАСОМАТИТОВ НОЙБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Г.А. Дмитриев¹, Е.В. Дмитриева², А.А. Стороженко²
Научный руководитель доцент В.И. Стреляев¹

¹Томский государственный университет, г. Томск, Россия

²ФГУП «Красноярскгеолъёмка», г. Красноярск, Россия

Породы, преобразованные в результате метасоматических процессов, широко распространены на севере Енисейского кряжа. При проведении геологического доизучения масштаба 1:200 000 (ГДП-200) на Нойбинской площади Енисейского кряжа (бассейны рек Теи, Нойбы, Чапы, Гаревки) были выявлены зоны развития линейно-площадных метасоматитов, контролирующих золотое оруденение. В пределах площади развиты гнейсы, гранитогнейсы, кристаллосланцы, мраморы и амфиболиты малагаревского метаконгломерата и теиской серии протоплатформенного этапа развития региона, зеленые сланцы, метапесчаники и металеволиты сухопитской серии шельфа пассивной окраины, зеленые сланцы, мраморизованные известняки и метабаазальты орловской серии и гранитоиды этапа активной окраины континента, красноцветные молассовые отложения чинганской и чалской серий краевого бассейна, доломиты платформенного чехла. Раннепротерозойские и рифейские породы смяты в линейные складки и представляют сложную мозаику тектонических пластин, перемещенных по надвиговым зонам в восточном направлении, и блоков, ограниченных субвертикальными разрывами. Золоторудные метасоматиты проявлены в зонах развития рифейских тектонитов (бластомилонитов, милонитов и динамосланцев), наследуя их.

В пределах каждой тектонической зоны выделяются блоки пород с разной степенью проявленности процессов переработки и линзы неизмененных пород. Границы между ними обычно постепенные, нечеткие, через зоны расланцевания, реже контакты резкие, отчетливые. Формирование бластомилонитов сопровождалось интенсивными деформациями и прогревом, что привело к возникновению по тонкочешуйчатым хлорит-серицитовым и биотит-серицитовым сланцам крупнолистоватых мусковит-кварцевых, мусковит-биотит-кварцевых кристаллических сланцев с порфиробластами (0,1–7 мм) граната, реже ставролита. На месторождении Благодатном в бластомилонитах по биотит-серицит-кварцевым металеволитам кординской свиты сформирована следующая минеральная ассоциация: гранат + мусковит ± ставролит ± кварц ± биотит ± плагиоклаз. Для бластомилонитов по гранитогнейсам и гранитам характерны округлые, полосчатые и линзовидные выделения (0,1–10 мм) дымчатого, мутно-прозрачного, реже белого кварца в полевошпатовом агрегате. В зонах сочленения разновозрастных блоков в зеленых сланцах проявлен прогрессивный метаморфизм, а в гнейсах – диафорез. В бластомилонитах по гнейсам встречаются порфирокласты дистена, силлиманита, граната, обломки неизмененных гнейсов, порфирокласты плагиоклаза и калишпата, которые имеют овоидную форму.

Милониты и динамосланцы испытали повторное рассланцевание, приобрели вторичную полосчатость, обусловленную наличием «слояков» серицитового и кварцевого составов. В краевых частях блоков милонитизированных зеленосланцевых пород наблюдается неравномерное, пятнистое распределение продуктов повторного метаморфизма, закономерно чередующихся с породами, не затронутыми этим процессом, образуя мегакристаллы [4].

Термодинамические условия формирования бластомилонитов позволяют выделить зону граната с параметрами $T = 400\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 4$ кбар и зону ставролита с $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар [6].

Формирование зон бластомилонитов обусловлено надвигами. Основной этап надвигообразования обусловлен обдукцией офиолитов и вулканогенно-осадочных островодужных пород Исаковского террейна на континент [3], и увязывается с временным интервалом 720...730 млн лет. В результате поствдвиговых деформаций в бластомилонитах возникли зоны растяжений, благоприятные для проникновения золотоносных гидротерм. При этом вертикальные разрывы служили подводными каналами, а плоскости надвигов выступали в роли экранов и структурных ловушек [6].

К наиболее масштабным проявлениям метасоматоза на Нойбинской площади относятся углеродистый метасоматоз, березитизация и окварцевание.

Углеродистые метасоматиты на Нойбинской площади, как и в других районах кряжа, проявились внутри протяженных зон тектонитов, сформированных на фронте надвигов. Наиболее значительные зоны углеродистого метасоматоза зафиксированы в центральной части Нойбинской площади. Вблизи надвига, где сланцы наиболее изменены, превращены в бластомилониты, их насыщенность тонкодисперсным углеродистым веществом особенно велика и достигает 10 %. Часто обуглероживание сопровождается прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, достигающей 3–10 % объема. Преобладает пирротин, более редки пирит, халькопирит, сфалерит, пентландит, молибденит, галенит, арсенопирит, висмутин. Реликты исходных пород в этой части зоны обуглероживания обычно не устанавливаются. Углеродистые метасоматиты характеризуются высокими содержаниями V (до 0,2 %), Mo (до 0,002 %), As (до 0,03 %), Cu (до 0,01 %), Pb (до 0,006 %), Nb (до 0,005 %), W (до 0,001 %), B (до 0,1 %), иногда Sn (до 0,004 %), Sr (до 0,02 %), Ba (до 0,2 %). Они фиксируются линейными аномалиями магнитного поля (50–300 нТл) и комплексными K-U аномалиями. На удалении, во внешней зоне, выделяются блоки слабо измененных пород, содержание углеродистого вещества не превышает 1–2 %, уменьшается содержание сульфидов. Повышенное содержание золота обычно приурочено к краевым участкам зон углеродистого метасоматоза.

Березитизация проявлена более локально, иногда березиты развиты внутри зон углеродистого метасоматоза, но часто образует самостоятельные зоны. Размеры зон березитизированных пород варьируют в широких пределах: мощность от первых метров до сотен метров, протяженность от сотен метров до 10 км. Полнопроявленные березиты (с количеством новообразований более 50 %) чаще имеют ограниченные параметры: мощность 5...100 м, протяженность – 0,5...1 км и выделяются как маломощные линейные тела.

Типичная для пород сухопитской серии зона березитов, вмещающая Благодатное месторождение золота, выделена на левобережье р. Енашино. Она приурочена к бластомилонитам по сланцам кординской свиты на фронте надвига. Мощность минерализованной зоны в раздувах достигает 250 м, протяженность около 5 км. В минеральной ассоциации бластомилонитов (мусковит-гранат-ставролит-кварц) сформировалась гидротермально-метасоматическая березитовая ассоциация (сидерит-альбит-серицит (мусковит)-кварц-апатит-сульфиды). В березитизированных породах можно выделить три зоны (мощностью от 1–5 до 100 м): внешнюю (гидротермально-метасоматические минералы занимают 5...10% объема породы), промежуточную (10–30 %) и внутреннюю (30–85 %). Из сульфидов распространены арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Золоторудные тела локализованы в осевой зоне березитизации, имеют прямую связь с вкрапленностью арсенопирита, окаймляются пирит-пирротинной зоной. Березиты выделяются аномальными значениями магнитного поля (300–400 нТл), естественного поля (–100–300 мВ), радиоактивности. Исследованиями А.М. Сазонова установлено, что температура гидротермально-метасоматического преобразования по составу арсенопирита оценивается интервалом $650\text{--}320\text{ }^{\circ}\text{C}$, по газово-жидким включениям – $400\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$, при давлении – 800–1500 бар.

На продолжении Благодатненской надвиговой структуры выявлена зона березитизации в динамосланцах по породам кординской свиты, занимающая юго-западный фланг Нойбинской площади. В ходе ГДП-200 здесь выявлено Тейское проявление. Оно представлено субпараллельными рудными телами северо-восточного падения, согласными с наложенной сланцеватостью. Рудные тела приурочены к центру зоны березитизации (гидротермально-метасоматическая минеральная ассоциация составляет до 50 % объема породы). Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит (до 1–2 %). Суммарная мощность рудных тел составляет более 70 м при среднем содержании золота 1,1 г/т (при вариациях 0,1–5,8 г/т). Самородное золото мелкое (0,05–0,5 мм), реже среднее (до 2 мм), комковатое или ксеноморфное, в сростках с кварцем, иногда с пиритом. Часть золота содержится в пирите (10–20 г/т) и арсенопирите (20–40 г/т), что позволяет относить Тейское проявление золота к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Золоту сопутствуют As (0,006–0,8 %), B (0,005–0,3 %), Cu (0,005–0,04 %), Mo (0,3–1·10^{–3} %) Bi (0,3–0,6·10^{–3} %), W (до 0,0015 %).

Радиологический возраст биотита и мусковита из березитовых зон месторождения Благодатного, определенный Rb/Sr методом по данным [5] 2003 г., составляет 698–750 Ма. Это сопоставимо с датировками изотопного возраста метасоматических минералов по месторождениям Эльдorado (710–795 Ма), Александрo-Агеевское (653 Ма), Ведугинское (691–715 Ма). Радиологический возраст березитов в лопатинской свите, определенный уран-свинцовым методом, равен 555 ± 25 Ма, березитов и урановых минералов в породах

суворовской свиты – 590 Ма [3]. Эти данные свидетельствуют, как минимум, о двух этапах проявления березитизации – первый на уровне 698–720 Ма, второй на уровне 555–600 Ма.

Жильно-прожилковое окварцевание имеет широкое распространение в породах изученной площади. Мощность прожилковых зон варьирует от первых метров до десятков и сотен метров, они представлены кварцевыми прожилками мощностью 1–10 мм, маломощными (5–10 см) желваками, четковидными и птигматовыми жилками, реже мощными (0,5–1,5 м) жилами кварца. Кварцевые обособления имеют субсогласное залегание со сланцеватостью вмещающих пород, реже приурочены к замкам микроскладок. Золоторудная и сульфидная минерализация развиты по зальбандам кварцевых тел, в окружающих сланцах и трещинках в жильном кварце. Количество жил и прожилков кварца составляет 1–2 на 1 п.м, коэффициент кварценоности в рудных зонах – 5–10 %.

Стадия кварцево-жильного минералообразования месторождения Благодатное, по данным термометрии газовой-жидких включений в кварце, протекала в интервале температур 400–240 °С и давлений 800–1500 бар. Образование зон сближенных кварцевых жил датируется [5] 2003 г. возрастом 698 млн лет.

Формирование золотоносных метасоматитов в тектонитах надвиговых зон характерно для многих золоторудных объектов [1, 2]. Процесс золотого оруденения развивается на фоне зеленосланцевого метаморфизма, завершая его. Поступление золота связано с субдукционными процессами и обусловлено миграцией астеносферного флюида со значительным объемом углерода, водорода, золота, халькофилов [5]. На Енисейском кряже активный привнос золота может быть связан с заложением позднерифейских рифтогенных структур.

Литература

1. Волярович Г.П., Фогельман Н.А. Золоторудные формации и главные геолого-экономические типы золоторудных месторождений как основа прогнозирования // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районов и принципы прогнозирования золотого оруденения: Тр. ЦНИГРИ. – 1981. – Вып. 165. – С. 3–11.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1978. – 608 с.
3. Ножкин А.Д., Гавриленко В.А., Миронов А.Г. Гидротермальные изменения и золотоносность грубообломочных отложений лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. – 1971. – № 7. – С. 24–33.
4. Родыгин А.И. Динамометаморфические горные породы. – Томск: ТГУ, 2001. – 356 с.
5. Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах. – Томск: ТПУ, 1998. – 166 с.
6. Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Динер А.Э. Надвиговые структуры и золотое оруденение северной части Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. – Вып.4. – Красноярск, 1998. – С. 19–25.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ ИОНОВ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ И КРЕМНЕЗЕМА, ОСАЖДЕНИЕ ИХ НА КАРБОНАТАХ

С.С. Думенко, Ю.В. Крикливый

Научные руководители ассистент Г.Н. Азроян, доцент О.Д. Мельник

*Ивано-Франковский национальный технический университет нефти и газа,
г. Ивано-Франковск, Украина*

В пределах рудных месторождений накапливаются отвалы пустой породы и забалансовых руд, которые продолжают подвергаться действию тех же факторов химического выветривания, что и природные коры выветривания. Таким образом, следует ожидать формирования в отвалах зональности, характерной для месторождений остаточного типа, – обедненной верхней зоны и обогащенной нижней. Вместе с тем, такие процессы приводят к выносу рудных компонентов за пределы разреза атмосферными водами. Если же в нижней части разреза создать геохимический барьер, можно ожидать осаждения и накопления рудного вещества в концентрациях, иногда сопоставимых с концентрациями этого вещества в промышленных рудах, что соответствует природным месторождениям инфильтрационного типа.

Целью нашей экспериментальной работы было изучение процессов выноса рудных элементов, которые происходят в отвалах некондиционных руд, шлако- и золоотвалах металлургических комбинатов и тепловых электростанций, а также возможности осаждения этих компонентов на геохимическом барьере (карбонатных породах). За основу принято моделирование формирования инфильтрационных месторождений выветривания [1].

В основу эксперимента положена методика, предложенная Н.А. Лизалеком и Ю.П. Казанским (СНИГГ и МС) в 1984 г. Ими же были любезно предоставлены образцы рифейских известняков и доломитов (табл. 1).

На первом этапе исследований нами изучалось осаждение мономеров ортосиликатной кислоты на карбонатах. Кремнезем в процессе выветривания силикатов (а такими являются материнские породы кор выветривания и силикатные шлаки) выщелачивается и мигрирует в виде мономерных (α) и полимерных (β и γ) форм. Возможность осаждения кремнезема на карбонатах дает представление о процессах осаждения силикатных и гидросиликатных минералов [4, 5, 6].

На втором этапе изучалась миграция веществ, содержащих ионы меди, свинца, цинка, которые выщелачивались из шлаков Бурштынской ТЭС и осаждение их на карбонатах. Параметры процесса максимально приближены к природным.

Для первого этапа был выбран раствор ортосиликатной кислоты с концентрацией SiO_2 60 мг/л [2]. Для избежания полимеризации раствора выбрано $\text{pH} = 3$. Скорость фильтрации 60 мл/сутки, температура раствора 20–22 °С [3]. Образцы обрабатывались раствором кремнезема в течении 100 сут. Исходный раствор и фильтрат анализировались ежедневно на содержание мономерного кремнезема по синему кремний-молибденовому комплексу с помощью фотоэлектроколориметра.

Таблица 1

Химический состав карбонатов, мас. %

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O	MnO	CaO	MgO	H_2O	п.п.п.
Известняк	2,0	0,5	0,01	н.о.	н.о.	0,25	0,05	0,21	0,03	54,61	0,56	н.о.	42,16
Доломит	2,4	н.о.	н.о.	0,06	н.о.	н.о.	0,05	0,11	0,01	29,97	21,28	н.о.	45,31

Для второго этапа измельченные силикатные шлаки из отвалов Бурштынской ТЭС помещались в три емкости: с подстилкой известняков, с подстилкой доломитов и без подстилки (контрольная). Вес каждого из образцов шлака приведен до 270 г. Химический анализ шлака на содержание SiO_2 , Zn, Cu, Pb приведен в табл. 2.

Таблица 2

Результаты химического анализа шлака на содержание меди, свинца, цинка и кремнезема

Химический элемент	Медь	Свинец	Цинк	Кремнезём
Содержание (%)	0,027	0,011	0,034	28,36

Ежедневно через образцы проходило 60 мл дистиллированной воды с $\text{pH} = 5,5$, что способствовало разложению силикатного шлака и выноса из него катионов металлов и анионов SiO_2 , которые мигрируют в растворенном виде при $\text{pH} < 7$. Продолжительность эксперимента 102 суток. Фильтрат собирался и ежемесячно проводился его химический анализ на содержание цинка, меди и свинца вольтамперметрическим методом.

Модель установки, в которую помещались образцы, достаточно проста. Сверху крепится емкость с раствором, который подается через трубку с регулирующим винтом на поверхность образца. Образец находится в емкости с отверстием в дне, через которое фильтрат поступает в приемный сосуд. В конструкции установки использовались только полимерные материалы. Выбирая модель с открытой системой, мы исходили из возможности пренебречь погрешностью на испарение небольшого количества воды с поверхности образцов.

Для первого этапа на основании полученных данных содержания кремнезема в фильтрате мы можем судить о количестве SiO_2 , осевшем на карбонатах. Эти данные приводятся в виде графиков для первых восемнадцати суток (рис. а, б). В дальнейшем характер процесса не изменился, а значит, на основании этих фрагментарных данных можно судить о дальнейших процессах. Суммарное количество осаженого кремнезема за 100 сут. составило: на известняке – 41,74 мг, на доломите – 47,52 мг.

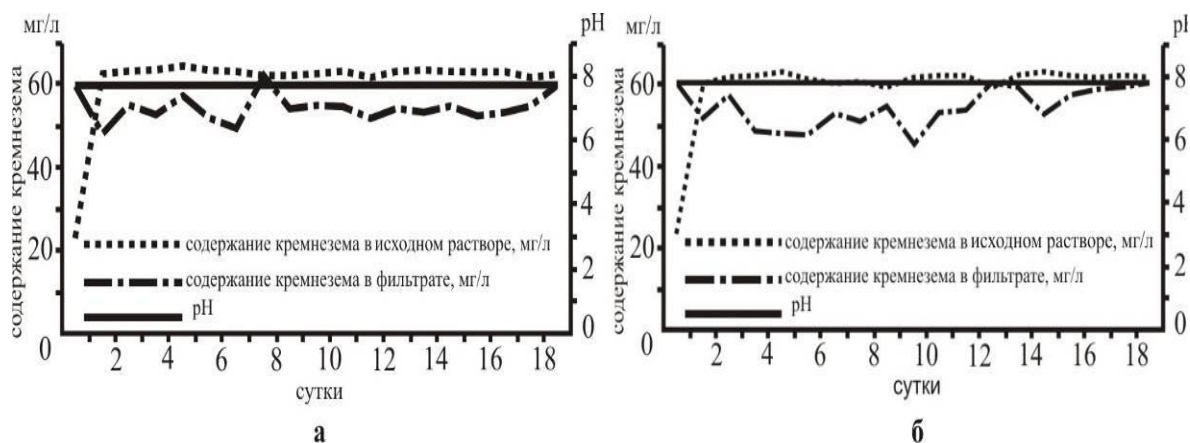


Рис. Кривые содержания кремнезема в фильтрате после обработки исходны раствором а) известняка, б) доломита

Анализируя полученные данные, можно подвести следующие итоги.

На протяжении длительного времени исследуемый процесс не завершается.

Процесс взаимодействия карбонатов с раствором кремнезема идет беспрерывно. Периоды накопления кремнезема чередуются с коротковременными периодами приостановления осаждения, а иногда и выноса осевшего кремнезема. Ежедневное количество осевшего кремнезема не является постоянной величиной.

Цикличность «осаждение-вынос-осаждение» не имеет четкой временной закономерности.

На доломитах осаждение кремнезема идет активнее, чем на известняках, что совпадает с данными Н.М. Резаповой [5]. Непостоянное количество осажденного кремнезема связано с тем, что активные поверхности карбонатов постепенно покрываются осадком, а это, в свою очередь, замедляет дальнейшее осаждение. Вследствие размыва карбонатов фильтрующими водами могут появляться новые активные поверхности, и тогда процесс осаждения возобновляется. Увеличение количества кремнезема в фильтрате в сравнении с исходным раствором связано со смывом и выносом осевшего на карбонатах кремнезема.

Результаты второго этапа экспериментальной работы по выносу ионов меди, свинца и цинка из шлаков приведены в табл. 3. В ней приведены результаты ежемесячных анализов фильтратов растворов, которые проходили через образцы шлаков с подстилающим слоем карбонатов и через образец шлака без подстилающих пород.

Из приведенных данных видно, что вынос компонентов происходил постоянно, но неравномерно. Контролируя фильтрат с помощью контрольной пробы (образец без подстилающего слоя карбонатов), мы достигли цели и подтвердили факт выноса из шлаков ионов цинка, меди и свинца.

После окончания эксперимента был сделан анализ твердой фазы карбонатов на содержание исследуемых веществ. На известняке: Cu – 0,00544 %; Pb – 0,00184 %; Zn – 0,00762 %. На доломите: Cu – 0,0005 %; Pb – 0,00145 %; Zn – 0,00576 %. Стоит подчеркнуть, что в исходных образцах перечисленные выше элементы не обнаружены. Как уже отмечалось, процессы выноса и осаждения проходили неравномерно, но заметна тенденция к плавному увеличению выноса, что можно связать с увеличением темпов разложения и увеличения удельной поверхности силикатов.

Таблица 3
Вынос ионов цинка, меди и свинца из образцов шлаков в пересчете на 1кг (мг/л в фильтрате)

Проба	Содержание (мг/л) Zn ²⁺			Содержание (мг/л) Cu ²⁺			Содержание (мг/л) Pb ²⁺		
	Месяц			Месяц			Месяц		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Известняк	0,052	0,0475	0,0449	0,066	0,0131	0,0058	0,1698	0,0422	0
Доломит	0,1354	0,0509	0,0509	0,0364	0,012	0,0263	0,0738	0,0724	0,0537
Контроль	0,0411	0,2109	0,2241	0,1094	0,0388	0,0464	0,0589	0,0669	0,1362

В большей мере осаждение ионов тяжелых металлов происходит на известняке, в отличие от кремнезема, который лучше осаждается на доломите.

Таким образом, создавая геохимический барьер в виде подстилающего слоя карбонатов под отвалами шлаков, золы и забалансовых руд, можно не только защитить окружающую среду, но и создать искусственные месторождения инфильтрационного типа.

Литература

1. Азроян Г.Н. Сумісне осадження кремнезему та нікелю на карбонатах за експериментальними даними. // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2002. – № 3 (4). – С.30–32.
2. Богданова В.И., Лизалек Н.А. Некоторые данные о форме нахождения кремнезема в природных водах // Проблемы бокситов Сибири. – Новосибирск, 1971. – С.157–160.
3. Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортин Ф. О скорости процессов выветривания ультрабазитов в климатических условиях тропиков. – М., Наука, 1974.
4. Лизалек Н.А., Мадарас А.Н. Поведение поликремниевых кислот в растворах и их роль при выветривании пород // Моделирование и физикохимия метасенеза: Сб. научных трудов ИГГ АН СССР и СНИГГ и МС. – Новосибирск, 1976. – С. 51–66.
5. Резапова Н.М. О возможных условиях формирования хемогенного опала // Труды СНИГГ и МС. – Вып. 218. – Новосибирск, 1976.
6. Эдельштейн И.И., Мельник А.Д., Пилипенко А.А. К геохимии процесса выветривания породообразующих минералов ультраосновных пород (по экспериментальным данным) // Геохимия. – 1982. – № 2. – С.267–270.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАЛНИНСКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА Д.А. Еханин

Научный руководитель профессор В.А. Макаров
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Геологическая характеристика. Калнинский массив располагается в Западном Саяне в междуречье нижнего течения р.р. Кална и Бесь, левых притоков р. Амыл. В геологическом отношении Калнинский массив расположен в зоне сочленения Куртушибинского и Бурусского офиолитовых поясов (ОП), сложенных осадочно-вулканогенными образованиями венда и нерасчлененного венд-кембрия.

В плане массив имеет форму овала размером 8,0×6,0 км, который заметно деформирован субширотными (85–95°) и СВ (50–60°) тектоническими разломами.

Интрузивного характера контакта ультрабазитов с вмещающими породами, а также воздействия контактового метаморфизма не установлено. В эндоконтакте юго-западной части массива закартирована зона тектонического меланжа шириной 130–250 м, прослеживающаяся на протяжении 7 км. В других фрагментах

контакта зона меланжа либо имеет незначительную мощность до 30 м, либо перекрыта делювиальными отложениями.

По мнению автора, массив складывается реститовыми дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями, прорываемыми жильными дунитами, диопсидитами и ортопироксенидами. Хромитовые рудопоявления связаны с дунитовыми разностями пород. Для реститов характерна магматическая псевдослоистость, в разрезе подчеркивающаяся синформным залеганием и развитой полосчатой и линейно-полосчатой текстурами. Особенностью массива является резко асимметричное строение, обусловленное диаметрально противоположным размещением полей распространения дунитовых и гарцбургитовых разностей (рис.), что вызвано, вероятно, широким проявлением вторичных дунитов в северо-восточной части массива.



Разрез по линии АБ
Масштаб 1:10000

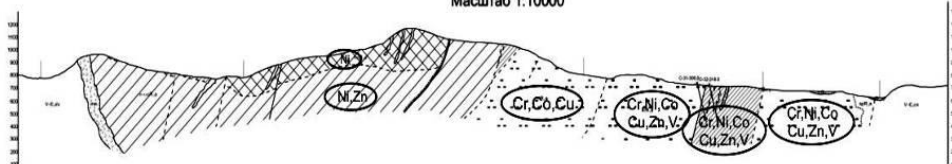


Рис. Геолого-геохимическая модель Калининского ультрабазитового массива:
 1 – дунитовая серия с подрудной(1.1), рудной (1.2) и надрудной(1.3) частями;
 2 – переходная серия; 3 – гарцбургитовая серия; 4 – рудоносные зоны (I-VI)
 5 – концентрирующиеся элементы; 6 – мигрирующие элементы; 7 – направление миграции

По материалам предшественников [1, 3] магматический разрез Калнинского массива представлен следующими образованиями (снизу).

1. Дунитовая петрографическая серия мощностью более 2600 м, в строении которой участвуют три горизонта:

1.1) подрудный горизонт мощностью более 1000–1100 м, представленный дунитами с рассеянной (5–8 %) вкрапленностью хромшпинелидов, отдельными шлирами, маломощными (до 1 м) телами бедновкрапленных хромитовых руд;

1.2) рудный горизонт мощностью 1000–1100 м, сложенный дунитами с рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов (3–8 %). Он вмещает I, II и III хромитоносные зоны с эшелонированными по простиранию и падению шлирами, линзами и пластами вкрапленных хромовых руд, сопровождающихся платиноидами тетраплатиновой ассоциации;

1.3) надрудный горизонт мощностью 600–1300 м, в строении которого принимают участие дуниты с отдельными прослоями гарцбургитов.

2. Переходная дунит-гарцбургитовая петрографическая серия мощностью 770–850 м. Дуниты серии вмещают вкрапленные и массивные хромиты (IV, V и VI хромитоносные зоны) с платиноидами рутенидосминовой и элементами тетраплатиноидной ассоциаций.

3. Гарцбургитовая петрографическая серия мощностью более 250 м. Сложена гарцбургитами с редкими прослоями энстатитовых дунитов.

Геохимическая характеристика. По ультрабазитовым породам Калнинского массива в разные годы было отобрано около 1000 точечных проб, которые были обработаны спектральным полуколичественным методом на 36 элементов. Из всего массива данных наиболее информативными были признаны: Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Mn. По ним достаточно четко отбиваются границы серий, рудоносные горизонты и ряд крупных разрывных нарушений. При анализе геохимических особенностей ультраосновных пород Калнинского массива такие элементы как кобальт, марганец, титан были обнаружены в меньших содержаниях по сравнению с кларковыми (по А.П. Виноградову) в 2,5–3,5 раза, никель и ванадий в 4–5,5 раза, в то время как хром, цинк и фосфор превысили их в 1,5–2 раза. Высокие содержания Cr и Zn, вероятно, обусловлены преимущественной обогащенностью дунитовой разности пород с множеством проявлений хромитовой минерализации.

Изучение особенностей массива опиралось на пространственное взаимоотношение геохимических и геологических данных, анализировалась каждая серия и рудная зона, в результате чего была отстроена геолого-геохимическая модель массива (рис.). При помощи факторного анализа была выделена зональность – из верхних горизонтов рудитовой части выносились Co, Cr, V, Cu и Zn, накапливался Ni. В пределах гарцбургитовой серии происходило накопление Zn и выносились сидерофильные элементы Co, Cr, V, Ni. Дунитовая часть массива являлась аккумулярующей областью, в ней скапливались все элементы, выносимые из гарцбургитовой и переходной серий. Однако несмотря на приуроченность к какой-либо части массива, в рудных зонах и вмещающих их дунитах происходило накопление Cr, Ni, V, Co, Zn. Кроме этого, содержания Cr в этих зонах оказались корреляционно связанными с V, что также выделяет их на фоне остальных пород массива, где Cr связан с Co.

Данная модель описывает первично магматическую природу становления массива, в которой тяжелые элементы скапливались на дне магматической камеры, в то время как более легкие концентрировались в верхних горизонтах. Резко выделяющиеся рудные зоны и вмещающие их дуниты следует отнести к зонам проявления вторичных дунитов, широко развитых в ультрабазитовых ассоциациях офиолитовых поясов [2, 4], нашедших свое проявление в северо-восточной части Калнинского массива.

Литература

1. Еханин А.Г., Власов А.В. и др. Новые данные о хромитоносности гипербазитового Калнинского массива (Красноярский край) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2008. – Вып.9 – С.173–179.
2. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р. и др. Магматические горные породы. Т 5.– М.: Наука, 1988. – 508 с.
3. Катанов С.Г. Поиски хромитов в бассейне верхнего и средних притоков р. Амыл. – Минусинск, 2003 – 314 с.
4. Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые республики Башкортостан (хромитовые руды). – Уфа: Изд-во «Экология», 2000. – 207 с.

ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БАЖЕНОВСКОГО ФЛЮИДОУПОРА ВЫНГАЯХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П.В. Изотов

Научный руководитель доцент Л.М. Ситдикова

Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Объектом исследования является Вынгаяхинское газонефтяное месторождение, открытое в 1968 году на территории Пуровского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. Вынгаяхинское месторождение является многоэтажным. Многоэтажность эта обусловлена ритмичным строением осадочных толщ. Основными нефтеносными горизонтами являются горизонты юрских и меловых отложений. Регионально выраженные нефтеносные горизонты перекрываются флюидоупорными горизонтами. Важнейшим региональным флюидоупорным горизонтом юрских нефтеносных отложений является баженовская свита, приуроченная к волжскому ярусу юрской системы, которая и является предметом изучения данной работы.

Актуальность работы связана с тем, что Вынгаяхинское месторождение входит в заключительную стадию разработки, что влечет за собой меры активного воздействия на пласт для поддержания оптимального уровня нефтеизвлечения. В данной ситуации возникает вопрос об особенностях строения и состава флюидоупора для выяснения возможных последствий воздействия на пласт, сохранения и более эффективного использования запасов углеводородов посредством изучения и литолого-минералогической характеристики баженовского флюидоупорного горизонта.

Использовались следующие методы исследований.

Визуальное изучение литолого-структурных особенностей строения флюидоупора.

Оптико-микроскопическое изучение с целью получения литолого-минералогических данных.

Рентгено-дифрактометрический метод для определения детального состава.

Электронно-микроскопические исследования для определения микроструктур.

Как показали проведенные исследования, важнейшей составляющей юрских флюидоупоров и баженовской свиты, в частности, является пирит [1]. Развитие пиритизации связано с тем, что флюидоупор формировался в застойных условиях, которые характеризуются восстановительным режимом. В подобной обстановке даже при низких содержаниях ионов железа они концентрируются в виде пирита FeS_2 . Кроме того, последующая миграция углеводородов через породы баженовской свиты также приводит к выпадению пирита.

Изучение фактического материала позволило сделать вывод о том, что пирит находится в различных формах. Одной из таких форм является беспорядочная вкрапленность тонкодисперсного пирита, который локализован, как правило, в зонах повышенной проницаемости флюидоупора, а также вблизи микротрещин. При этом выделения пирита представлены обычно пентагон-додекаэдрическими и октаэдрическими кристаллографическими формами (кубические формы крайне редки), декорирующими стенки микротрещин (рис. 1).

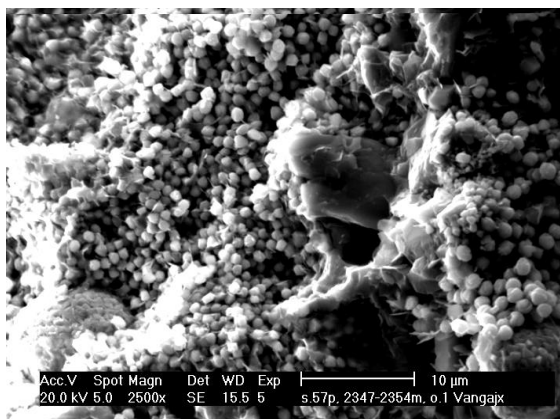


Рис. 1. Тонкие рассеянные выделения кристаллов пирита вдоль зоны повышенной проницаемости



Рис. 2. Структура плотных и рыхлых фрамбoidов, перекрывающих зону повышенной фильтрации



Рис. 3. Глинистый флюидоупор с конкрециями пирита

Очень часто пентагон-додекаэдрические и октаэдрические микрокристаллы пирита формируют так называемые фрамбoidы – малиноподобные сростки кристаллов (от франц. *Framboise* – малина). Размеры таких форм различны, но, в основном, составляют порядка 10...100 микрон. Встречаются также и рыхлые фрамбoidы, в которых микрокристаллы пирита находятся совместно с чешуйками глинистых минералов (рис. 2). Считается, что подобные формы образуются в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий, которые поглощают серу сульфатов в присутствии ионов железа, вырабатывают при этом сульфиды железа. Наличие подобных форм свидетельствует о существовании колоний бактерий, которые перерабатывали сульфаты пластовых флюидов.

Следующей формой пирита в баженовском флюидоупоре являются конкреции пирита, которые широко распространены в исследуемом горизонте. Размер конкреций достигает 3...4 см, форма выделений уплощенная, почковидная. В подавляющем большинстве изученных образцов конкреции пирита располагаются параллельно слоистости вмещающих пород (рис. 3). Препарирование микроконкреций и изучение их в аншлифах показало, что они имеют неоднородную структуру и сложены плотной корочкой, рассеченной поперечными трещинами. В центре

находится высокопористое ядро, сохранившее структуру первичного сульфидного геля. Согласно исследованиям П. В. Зарицкого [2], такие конкреции формируются в диагенетическую стадию формирования осадка, когда осадок был водонасыщенным, гелеподобным. Формирование таких конкреций связано с миграцией и последующим восстановлением железа в отдельных точках придонного слоя осадка.

Таким образом, рудную минерализацию (пиритизацию) баженовского флюидоупора можно разделить на 3 вида:

1. Сингенетический пирит, представленный тонкой беспорядочной вкрапленностью; кристаллографические формы выделений пирита – пентагон-додекаэдрические и октаэдрические; приурочен к стенкам микротрещин.
2. Пирит в виде фрамбоидальных (малиноподобных) стяжений катагенетического (вероятно, бактериального) происхождения.
3. Диагенетический пирит, представленный крупными лепёшкообразными конкрециями, послойно локализованными в глинистой массе.

Изучение условий локализации выделенных форм пирита позволяет более детально интерпретировать особенности формирования и эволюции флюидоупорных горизонтов.

Литература

1. Izotov P.V., Sitdikova L.M. Bacterial forms of pyrite in clayer oil reservoirs in the northern regions of the West Siberian Province // European Geoscience Union. General Assembly. Geophysical Research Abstracts. Vol. 10. EGU2008-A-04616. Wien, 2008.
2. Зарицкий П. В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. – Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1989. – 176 с.

ОЦЕНКА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЫ (РАЙОН ТУНГУССКОЙ КАТАСТРОФЫ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Н.Н. Карпова, А.А. Анциферова

Научные руководители доцент Л.Г. Ананьева, профессор М.В. Коровкин
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Самое прекрасное и глубокое переживание, выпадающее на долю человека, – это ощущение таинственности. Оно лежит в основе всех наиболее глубоких тенденций в искусстве и науке. Тот, кто не испытал этого ощущения, кажется мне, если не мертвецом, то во всяком случае, слепым...

Альберт Эйнштейн

На сегодняшний день термин «космическая катастрофа» звучит очень неправдоподобно. Довольно редко нам доводится видеть или слышать о подобных вещах, но если взглянуть на Луну или другие планеты, то можно увидеть многочисленные следы от падения космических тел. К счастью, за всю историю человечества нам редко доводится сталкиваться со столь глобальной проблемой. Но все же мы сталкиваемся... Примером того является событие, произошедшее 30 июня 1908 года, – «Тунгусская катастрофа». Рассказы об этом привлекают внимание и молодых ученых, и средств массовой информации. Об этом явлении снято множество фильмов, написано большое количество книг, но никто так и не может понять, что произошло тем ранним утром.

Итак, около 7 часов утра 30 июня 1908 года над огромной территорией Сибири в междуречье рек Нижняя и Подкаменная Тунгуски с юго-востока на северо-запад пролетел огромный огненный шар – болид, чей прилет привел к грандиозному взрыву на высоте около 7...9 км над чащей леса. Свидетелями этого происшествия стали жители фактории Ванавара, расположенной в 90 км от эпицентра взрыва. Изучение последствий показало, что энергия этого взрыва составила от 20 до 50 мегатонн тротилового эквивалента. Взрывная волна, обогнувшая земной шар, была отмечена крупнейшими обсерваториями мира. Сообщалось о необычно светлых ночах, которые имели место не только в Сибири, но и по всему миру. Были и другие аномальные оптические явления, например, «пестрые» зори, венцы вокруг Солнца. Изменился химический состав почв и их физические свойства [1].

На месте взрыва произошел глобальный повал леса, общая площадь которого составила около 2200 квадратных километров. Новые, молодые деревья стали расти в 3 раза быстрее, чем обычно. Область поваленного леса имеет характерную форму «бабочки», ось симметрии которой хорошо совпадает с проекцией траектории полета метеорита [2].

Потомство животных, переживших произошедшую более 90 лет назад катастрофу, по сей день носит следы многочисленных мутаций, неизбежно возникающих в результате ядерного облучения. Последствиями негативного геомагнитного воздействия являются мутации деревьев [1, 2].

Центр катастрофы пришелся на место расположения палеовулкана, что затрудняет интерпретацию всех геохимических аномалий. Почти там же находится дополнительный магнитный полюс Земли (Восточно-Сибирская магнитная аномалия). Территория Эвенкии является наименее заселенной частью планеты, благодаря чему ни один человек (насколько известно) не погиб [1, 2].

Все это волнует исследователей уже более 100 лет. За это время было выдвинуто множество гипотез, от правдоподобных до самых невероятных. Привлекались к объяснению Тунгусского феномена и шаровые молнии, и черные дыры, и даже «обратный ход времени». Но правильнее было бы искать решение, объясняющее все детали дела, не в экзотических гипотезах, а путем рационального уточнения.

Так, одной из экспедиций был найден «уникальный» камень весом около 10 тонн, названный камнем Джона. В чем его уникальность? Для местности, где произошла «Тунгусская катастрофа», характерно преобладание сибирских траппов. А валун представляет собой, по-видимому, моренное отложение с сильно лимонитизированной, возможно, остекленной поверхностью. Макроскопическое исследование показало наличие большого количества кварца и вкрапленники отдельных зерен полевых шпатов.

Минералы и горные породы имеют свойство накапливать информацию о природных явлениях и геологических воздействиях на них. Они хранят «память» о пережитых ими событиях. Поэтому наши исследования были направлены на выявление этой минеральной «памяти» и, возможно, решение тунгусской проблемы. Мы решили начать подробно изучать этот объект, особенно кварц, так как он является достаточно хорошо изученным и информативным минералом. Возможно, мы увидим воздействие, которое отразилось на кварце в период катастрофы.

Изучение в шлифах подтвердило наше представление о составе: в данном образце присутствует кварц в количестве до 80 %, который имеет гранобластовую структуру и зерна которого обрастают мелкозернистым регенерационным кварцем. Кроме того, присутствуют вкрапленники с остроугольными не окатанными обломками кварцевого состава. Также присутствуют халцедон с характерным радиально-лучистым строением и калиевые полевые шпаты – вкрапленники отдельных зерен (рис. 1). Все это позволило назвать изучаемый объект кварцитовидным гравелитом.

Исследование образца рентгенофлуоресцентным методом показало весьма неожиданный результат: в данной породе было обнаружено высокое содержание Zr, Mo, Fe, а также присутствие Pb, As.

Затем мы исследовали образец методом инфракрасной спектроскопии для диагностики вещества. Инфракрасным спектрометром была обнаружена интенсивная полоса поглощения (двойной максимум) в области $777\text{--}797\text{ см}^{-1}$. Это свидетельствует о том, что кварц представлен низкотемпературной модификацией α -кварца (рис. 2) [3].

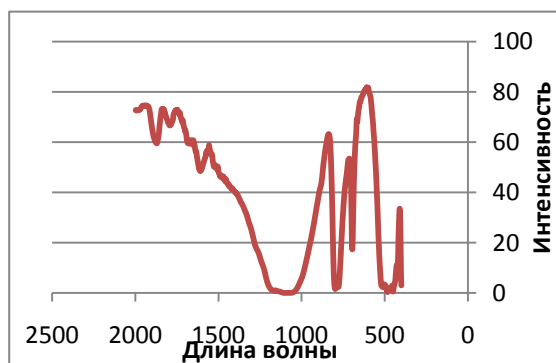


Рис. 1. «Камень Джона» – кварцитовидный гравелит, увел. $\times 30$, с анализатором

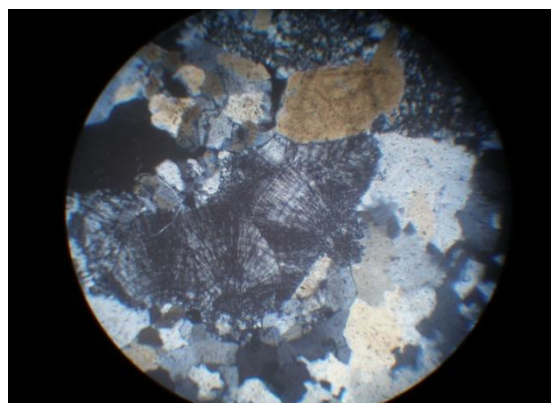


Рис. 2. Спектры ИК-спектроскопии «Камня Джона»

В дальнейшем мы планируем направить нашу работу на подробное изучение этого объекта и выявление воздействия на него для того, чтобы «вскрыть память» минерала.

Литература

1. Васильев Н.В. Тунгусский метеорит. Космический феномен лета 1908 г. – М.: НП ИД «Русская панорама», 2004. – 372 с.
2. Васильев Н.В., Долгов Ю.А., Журавлев В.К., Иванова Г.М. Актуальные вопросы метеоритики в Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1988. – 252 с.
3. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1976. – 175 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ БЕРИЛЛА РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

С.В. Комащенко

Научный руководитель профессор В.И. Комащенко

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
г. Москва, Россия

Закономерное размещение месторождений минералов группы берилла с учетом пространства и времени связано с особенностями их минерагении – геолого-структурной позицией и тектоникой в широком понимании, связью с минералого-геохимической специализацией и литологией вмещающих пород, с характером минералого-геохимической зональности, морфологией, глубиной залегания минеральных тел.

В стратегическом плане особенности минерагении месторождений определяются комплексным подходом к изучению как самих минералов, так и термодинамических параметров их образования (P, T°, Eh-pH среды), парагенезисов прежде всего таких химических элементов как Na, K, Cs, Rb, Li, F, B, Ga, Mg, Ca, Fe, Cr, Mn, Ti, редкоземельных элементов, особенностей их поведения. Соотношение изотопов кислорода в бериллах различных генетических типов месторождений мира в нашей интерпретации показано на рисунке.

Как показали наши и некоторые другие исследования, именно соотношение тяжелого и легкого изотопов кислорода является определяющим в проявлении тех или иных минеральных разновидностей берилла и сопутствующих им парагенетических ассоциаций других минералов, а в конечном итоге их геммологических характеристик. Это позволило нам распределить изученные образцы бериллов по пяти ведущим геолого-промышленным типам – гранитным и редкометалльным пегматитам, высоко- и низкотемпературным грейzenам, а также россыпям (рис.).

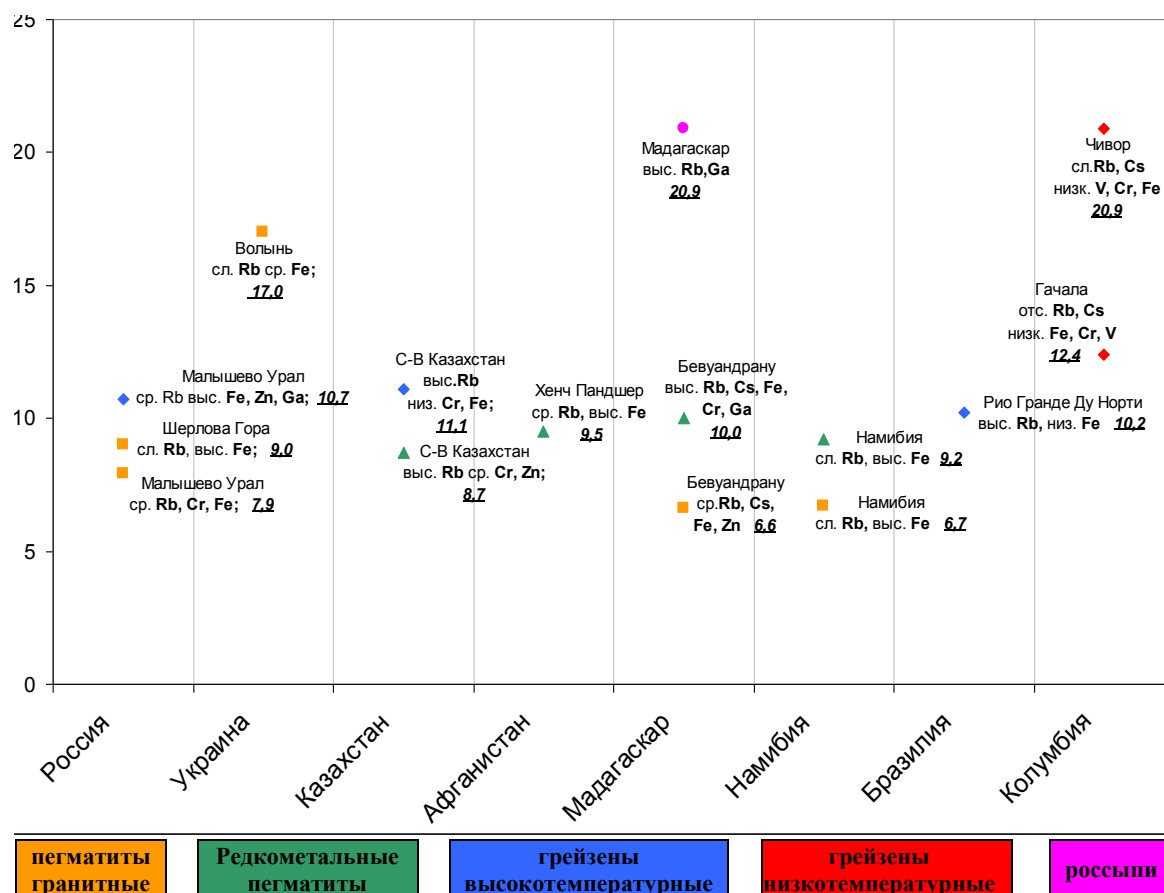


Рис. Соотношение изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ бериллов различных генетических типов месторождений мира (в промиллях)

В тектоническом аспекте (согласно классификации Е.Я. Киевленко с дополнениями Б.Ф. Куликова и В.В. Буканова, 1988) бериллы миароловых (камерные и занорышевые) гранитных пегматитов (тип I) связаны с докембрийскими основаниями платформ, складчатыми зонами и чаще всего находятся в ассоциации с топазом, горным хрусталем, морионом, турмалином и кунцитом; редкометалльные пегматиты (тип II) – чаще в ассоциации с розовым кварцем и турмалином; гидротермально-метасоматические высокотемпературные грейзены (тип III) – высокофтористые цвиттеры формационного типа слюдитовых и плагиоклаз-слюдитовых

ультраосновных пород, в том числе апогипербазитовых грейзенов, приурочены к выступам докембрийского фундамента, древним рифтовым зонам; гидротермальные (телетермальные) низкотемпературные грейзены (тип IV) – фторсодержащие цвиттеры приурочены к зонам активизации платформ и складчатых областей; наконец, в делювиально-аллювиальных и аллювиальных россыпях (тип V) различных регионов мира представлены все разновидности бериллов. Несомненно, геолого-тектоническая позиция совместно с формационным типом и литологией вмещающих пород предопределяют эволюцию минералого-геохимических процессов формирования различных разновидностей бериллов.

Минералого-геохимическая специализация (парагенезис химических элементов) бериллсодержащих минеральных ассоциаций различных генетических типов месторождений обусловлен прежде всего их кислотно-щелочным потенциалом. В качестве определяющего фактора здесь выступают щелочи – Na, K, Rb, Cs. Ведущими минералогами и геохимиками А.П. Виноградовым, В.В. Щербиной, А.А. Сауковым, А.А. Беусом, Л.Ф. Борисенко, Б.И. Коганом, Н.А. Солодовым, А.И. Гинзбургом, Е.К. Лазаренко, А.А. Годовиковым и др. рассмотрены наиболее характерные особенности пегматит-грейзенового минералообразования. Это позволило нам увязать их с нашими данными (рис.). В частности, – показать распределение по данным рентгенофлуорисцентного (полуколичественного) анализа ассоциаций элементов, выделив подгруппы – слабо (сл.), средне (ср.) собственно (сб.), высоко (выс.) Rb, Cs, Fe и др. элементов, фиксирующих и подчеркивающих геохимическую направленность процессов в различных генетических типах месторождений берилла. При минералообразовании Rb обычно тяготеет к K, а по размеру своего ионного радиуса к Tl, Ba, Pb²⁺. Cs же соответственно – к Na, Mg, Li, Ba, Fe, Ca. Из других элементов ионный радиус Cs близок лишь к Rb, что предопределяет их возможный изоморфизм в минералах (прежде в самом берилле). В конечном итоге эти два ряда химических элементов при высокой активности F, H₂O, CO₃²⁻, редкоземельных элементов обуславливают различный характер геохимической специализации месторождений берилла, а, соответственно, и основные минеральные ассоциации, сосуществующие с ним.

Крайне важно для оценки бериллов учитывать состояние воды. Ведь структура минерала, как подчеркивает А.А. Годовиков (1975), позволяет ограниченное замещение Ve^{2+} на Li^+ и Si^{4+} на Al^{3+} с одновременным вхождением крупных катионов, компенсирующих возникающий в этом случае избыточный отрицательный заряд каркаса, в каналы структуры. Так как подобные каналы для многих из этих катионов велики, то одновременно с ними в каналах появляются «распорки» из молекул НОН, не позволяя им «болтаться». Для крупного катиона Cs^+ достаточно одной такой распорки, тогда как для Na^+ , Ca^{2+} их требуется две на каждый катион, что определяет количество воды в бериллах и характер ее распределения. Вода из каналов, будучи прочно связанной с кислородом каркаса, удаляется лишь при 900–1000⁰ С без разрушения структуры, то есть носит цеолитный характер.

Кристаллохимический обзор элементов в минералах группы берилла связан с характером его структуры. В рамках кольцевой структуры могут размещаться дополнительные катионы щелочных металлов и молекулы воды. Цветовое разнообразие разновидностей берилла обусловлено особенностями гетеровалентного изоморфизма элементов Fe, Mn, Cr и др. (Буллах и др., 2008) с образованием твердых растворов по трем схемам (□ – вакантная позиция в канале):



В конечном итоге, как показывают наши и другие исследования (Куприянова, 1989; Клейшмантис, 2005), по небольшому количеству образцов берилла с использованием его типоморфных признаков возможно охарактеризовать его минералого-геомологические характеристики и генетическую принадлежность.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ФОСФАТЫ, СИЛИКАТЫ, КАРБОНАТЫ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ) И ДАТИРОВАНИЕ ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЗМА ПО МОНАЦИТАМ «IN SITU»

Е.Х. Кориш, С.М. Пилюгин

Научный руководитель профессор К.А. Савко

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Высокоуглеродистые «черные» сланцы уже несколько десятилетий являются объектом пристального изучения геологов, так как в них установлены крупные месторождения благородных и цветных металлов. Они представляют интерес для поисков месторождений редких и рассеянных элементов, так как углеродистое вещество является своеобразным геохимическим барьером. В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) черносланцевые образования протерозойского возраста сконцентрированы в основном в пределах Тим-Ястребовской рифтогенной структуры.

В результате детальных исследований шлифов высокоуглеродистых сланцев тимской свиты Тим-Ястребовской структуры на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LW с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ) нами была в заметных концентрациях установлена редкоземельная минерализация в углеродистых сланцах и изучены ранее не описанные здесь минералы: монацит, алланит, бастнезит, синхизит, хаттонит и ксенотим.

Алланит – второе и более предпочтительное название ортита (Thompson, 1810; Berzelius, 1818). Формула – $CaREEAl_2Fe^{2+}Si_3O_{11}(OH)$, где REE – редкоземельная группа [1]. По времени образования и условиям нахождения алланит существенно отличается от других редкоземельных минералов углеродистых

сланцев Тим-Ястребовской структуры. Его кристаллы, как правило, несут на себе следы изменения и замещения минералами редких земель более позднего генезиса. Все выделения алланита практически не сохранили своих первоначальных кристаллографических очертаний и чаще всего встречаются в виде мелких (5–20 мкм) реликтов, реже представлены более крупными (100–150 мкм) ксеноморфными зернами со следами разрушения. В углеродистых сланцах алланит находится в тесной ассоциации с хлоритом, пиритом, халькопиритом, рутилом, апатитом, бастнезитом. Его состав хорошо соответствует средним составам собственно алланита [1]. Среди редкоземельных элементов преобладает церий (8,4–11,4 % Ce_2O_3), почти в два раза превышающий содержания лантана (3,6–6,4 % La_2O_3). Кроме них, в заметных количествах присутствует неодим (1,8–4,0 % Nd_2O_3). В изученных алланитах отмечается некоторый избыток алюминия и кальция относительно идеальной формулы. Избыток кальция указывает на изоморфное замещение части REE^{3+} на Ca^{2+} . Избыток алюминия обусловлен, соответственно, заменой части железа Fe^{2+} в структуре алланита на Al^{3+} . Отмечается хорошо выраженная прямая зависимость содержаний ($\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}$) и ($\text{Ce}+\text{La}+\text{Nd}$). Все это свидетельствует о гетеровалентном изоморфизме по схеме: $\text{Ca}^{2+}+\text{Al}^{3+}=\text{REE}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$. Сумма валентностей катионов несколько занижена относительно идеального значения 26:24,8–25. Это, вероятно, объясняется замещением части кислорода на группу OH, также распространенное в алланитах. Отметим относительно высокое количество марганца в алланитах на уровне 3–4 % MnO, что объясняется повышенным содержанием марганца в углеродистых сланцах.

К сожалению, датирование возраста метаморфизма по изученным алланитам оказалось невозможным из-за отсутствия значимых содержаний в них свинца, урана и тория.

Другой, обнаруженный в черных сланцах, силикат редких земель – хаттонит ThSiO_4 . Встречается в ассоциации с монацитом и апатитом. Образует мелкие, неправильной формы выделения размером не более 30 мкм. В химическом составе преобладает торий (38–45,6 % ThO_2), в два раза превышая содержания кремнезема (15,3–22,3 % SiO_2). Кроме того, присутствуют небольшие количества фосфора (до 5 % P_2O_5), кальция (до 1,7 % CaO), железа (до 1,3 % FeO), свинца (до 2 % PbO), урана, редких земель – церия, неодима, лантана, празеодима, самария, гадолиния, диспрозия, иттербия, в сумме кислородных соединений не превышающих 8 %. Отмеченные содержания фосфора и редких земель объясняются наличием непрерывной изоморфной серии между хаттонитом и монацитом, и, как следствие, парным замещением по схеме: $\text{Th}^{+4}\text{Si}^{+4}\leftrightarrow\text{Ce}^{+3}\text{P}^{+5}$.

Бастнезит $[(\text{Ce},\text{La})(\text{CO}_3)\text{F}]$ в черных сланцах тимской свиты является наиболее распространенным редкоземельным минералом и образует неправильной формы зерна, игольчатые выделения, каймы и псевдоморфозы по хлориту и алланиту. Цвет бастнезита темно-бурый, красновато-бурый, размер зерен не более 0,3 мм. Встречается он в тесной ассоциации с хлоритом, рутилом, апатитом, алланитом, сфеном, сульфидами. Химический состав бастнезита отличается резким преобладанием церия (24,9–37,6 % Ce_2O_3), содержания которого в два раза выше лантана (13,9–19,55 % La_2O_3), над другими элементами REE-группы. Из других редкоземельных элементов в заметных количествах присутствуют неодим (7,9–15,8 % Nd_2O_3) и празеодим (1,05–4,38 % Pr_2O_3). Содержание тория в бастнезитах не превышает 3,15 % ThO_2 , а в некоторых зернах он не установлен. Количество кальция колеблется в широких пределах от 2 до почти 9 % CaO. Отмечаются незначительные примеси кремния и фосфора. Бастнезит чаще всего образуется в результате разрушения редкоземельных силикатов, особенно алланита [2, 3]. В углеродистых сланцах тимской свиты микроструктурные отношения позволяют определять бастнезит как вторичный минерал. Пространство между разрушенными зернами алланита и трещины в нем заполняются бастнезитом.

В тимских высокоуглеродистых сланцах был установлен еще один карбонат редких земель – синхизит $[\text{Ca}(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ – кальциевый изоморфный член ряда бастнезит–синхизит. Он встречается вместе с бастнезитом в виде мелких зерен размером не более 20 мкм. Синхизит отличается от бастнезита более высокими содержаниями кальция (15–16 % CaO) и, соответственно, более низкими церия (25–26 % Ce_2O_3) и лантана (12,7–15,9 % La_2O_3).

Монацит с упрощенной формулой $(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4$ в высокоуглеродистых сланцах по морфологическим особенностям и условиям нахождения представлен двумя генерациями: ранней, возникшей в период регионального метаморфизма при общей перекристаллизации породы, и более поздней, связанной с ретроградными процессами в углеродистых сланцах и разрушением алланита.

Монацит ранней генерации образует небольшие, размером не более 20 мкм, округлые или неправильной формы зерна в пирите, либо развивается в виде выделений неправильной формы (10–20 мкм) в апатите.

Монацит второй генерации представлен довольно крупными (50–100 мкм) ксеноморфными выделениями. Его кристаллизация связана с воздействием на углеродистые сланцы контактово-метасоматических и гидротермальных процессов.

Преобразование породы привело к разрушению алланита и, вероятно, замещению по схеме: $\text{Aln}+\text{Ar}+\text{Vt}+\text{H}_2\text{O}=\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Bst}+\text{Mnz}+\text{Syn}$.

Апатит, участвующий в приведенной реакции, в достаточном количестве присутствует в углеродистых сланцах. Алланит послужил источником редких земель для формирования бастнезита и монацита. Поздний монацит встречается совместно с рутилом, образующимся при ретроградном преобразовании биотита. Возможно, вышеприведенная схема объясняет отсутствие биотита в ассоциациях с вторичным монацитом.

Отличий в химическом составе между разновозрастными монацитами не отмечено. Все они являются существенно цериевыми, содержат небольшое количество кальция. Наиболее высокие концентрации кроме Ce_2O_3 (28,7–33,3 мас. %) установлены для La_2O_3 (14,6–18,3 мас. %), Nd_2O_3 (8,8–12,4 мас. %), Pr_2O_3 (1,46–4,47 мас. %), Sm_2O_3 (0,06–4,26 мас. %). Обычно отмечаются небольшие количества кремнезема,

замещающие часть фосфора. В целом для данных монацитов характерно высокое содержание цериевых земель в окисной форме от 66 % до 72 %.

В черных сланцах был отмечен еще один фосфат редких земель – ксенотим $Y(PO_4)$. Ксенотим встречается редко в виде зерен неправильной формы размером, не превышающим 50 мкм. Мелкие выделения (не более 10 мкм) ксенотима образуют сростания с монацитом, либо включения в апатите. В химическом составе ксенотима из Тим-Ястребовской структуры преобладающим элементом является Y, кроме того, присутствуют HREE элементы, из которых наиболее значимые концентрации отмечены для Dy, Er, Yb и Lu.

Помимо интереса в отношении нового направления в металлогенической редкоземельной специализации углеродистых сланцев тимской свиты была сделана попытка оценки возраста метаморфизма этих отложений по соотношению урана, тория и свинца в монаците. Этот метод датирования метаморфических процессов пользуется большой популярностью в последнее десятилетие под названием CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method) [4, 5, 6, 7, 8, 9]. Для анализа были отобраны самые крупные, наиболее хорошо сохранившиеся, имеющие минимальное количество включений зерна монацитов двух различных генераций. Сначала зерна монацитов были изучены на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LW с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Были выполнены их снимки в отраженных электронах и предварительные измерения U, Th и Pb, изучена морфология, внутреннее строение кристаллов и реакционные структуры с участием монацитов.

Количественные измерения U, Th и Pb выполнялись на растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA II хми, оборудованном волновым спектрометром (ИЭМ РАН), так как на энергодисперсионном спектрометре не достигается достаточная точность анализа компонентов. В качестве стандартов использовались ThO_2 , UO_2 и $PbTe$. Величина ускоряющего напряжения электронной пушки 20 кВ, ток зонда на цилиндре Фарадея – 40 нА, фокусное расстояние 25 мм. Время набора импульсов для Pb и U по 400 сек. на элемент, 200 сек. – на фоне, для Th 100 с и 50 с соответственно. Использовался расширенный зонд – 5×5 мкм.

Проанализированные монациты содержат значимые концентрации свинца (0,091–0,461 % PbO), который принято считать радиогенным, и урана (0,073–0,154 % UO_2), что является критически важным для дальнейших расчетов возрастов. Ошибка метода зависит от пределов погрешности определения концентраций урана и свинца и обычно не превышает 50–100 млн лет. При обработке результатов датирования монацитов «in situ» обычно применяют математические методы статистической обработки представительных выборок. Это позволяет минимизировать ошибку до величин, как правило, меньше 10–15 млн лет.

Были получены две популяции возрастов (1) 1629–2134 млн лет и (2) 1041–1471 млн лет. Из-за небольшого размера (не более 20 мкм в диаметре) не удалось определить возраст в центральных краевых частях зерен, так как пучок возбуждения имеет диаметр 5 мкм. Возможно, этим объясняется такой большой разброс значений возрастов в зависимости от точки анализа. Тем не менее, они отражают разумные оценки в контексте геологического развития Тим-Ястребовской структуры.

Литература

1. Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантаноидов и актиноидов). – М.: Наука, 2001. – 215 с.
2. Сердюченко Д.П., Лутц Б.Г., Минеев Д.А., Кочетков О.С, Павлов В.А. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. – М.: Наука, 1967. – 199 с.
3. Krenn E., Finger F. Formation of monazite and rhabdophane at the expense of allanite during Alpine low temperature retrogression of metapelitic basement rocks from Grete, Greece: microprobe data and geochronological implications // Lithos. – 2007. – V. 95. – P. 130–147.
4. Montel J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C, Provost A. Electron microprobe ages of monazite // Chemical Geology. – 1996. – V. 131. – P. 37–53.
5. Parrish R.R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems // Ca. J. Earth Sci. – 1990. – V. 27. – P. 1435–1450.
6. Suzuki K., Adachi M. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunogava paragneiss in the south Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime // Journal of Geochemistry. – 1991. – V. 25. – P. 357–576.
7. Suzuki K., Adachi M. Devonian history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from Chime monazite ages of gneisses and granitoids // J. Metam. Geol. – 1998. – V. 16. – P. 25–37.
8. Suzuki K., Adachi M., Kajizuka I. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazite // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 128. – P. 391–405.
9. Williams M.L., Jercinovich. M.J. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis // J. Struct. Geol. – 2002. – V. 24. – P. 1013–1028.

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ СЫРЬЯ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ПЬЕЗОКВАРЦА

М.Я. Кузина¹, Ч.В. Хонинов¹

Научный руководитель профессор В.И. Исаев²

¹Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, Россия

²Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Кварц – один из самых распространенных минералов в земной коре и один из самых устойчивых. При выветривании он не переходит в другие минералы, а накапливается в россыпях в виде песка. В процессе

метаморфизма кварц также зачастую лишь претерпевает перекристаллизацию, но остаётся тем же химическим соединением.

В связи с широкой распространённостью и доступностью, человечество узнало кварц и стало использовать его ещё в глубокой древности. Он применяется при изготовлении строительных материалов, в производстве стекла, как поделочный камень.

Использование кварца в сфере высоких технологий началось с 1880 года, когда братья Пьер и Жак Кюри открыли пьезоэлектрический эффект у горного хрусталя – свойство кристаллов при сжатии их создавать на ребрах граней электрические заряды. Было отмечено также, что если к ребрам граней подвести импульсы электрического тока, то кристаллы начинают несколько деформироваться, а при подводе переменного тока – вибрировать. Причем, оказалось – частотой вибрации можно управлять, если вырезать из кристаллов определенной формы пластинки [5].

В настоящее время пьезокварц востребован в целом ряде производств. Так, в радиотехнике пьезокварц применяется для производства кварцевых резонаторов и фильтров. Возьмём практически любое электротехническое устройство, будь то сотовый телефон, магнитофон, компьютер, даже электронные весы в магазине, и в каждом есть пьезопластины, без которых прибор не сможет работать. В ультразвуковой технике пьезокварц применяется для изготовления различных локаторов, для измерения давления пороховых газов, для обнаружения пороков в металлах и т.д. (рис. 1).



Рис. 1. Изделия из пьезокварца: 1 – искусственный кристалл кварца, 2 – кварцевые элементы для резонаторов и фильтров, 3 – генератор ультразвуковых колебаний, 4 – кварцевые резонаторы.

Изделия, выпускаемые Всероссийским научно-исследовательским институтом синтеза минерального сырья (ВНИИСИМС).

Музей ВНИИСИМС, г. Александров Владимирской обл.

Фото автора

Как следствие открытия пьезоэффекта и востребованности пьезокварца в промышленности – высокосортные кристаллы кварца, пригодные для изготовления пьезоэлементов, на рынках мира стали цениться очень высоко. Особенно возросли потребности в этом материале в развитых странах, таких, как Россия и США, после Второй мировой войны.

Однако проблема в том, что значительных запасов таких кристаллов в природе не выявлено.

Известные уральские геологи Е.В. Бурлаков и В.В. Бутин рассказывают, что требования, которые ранее предъявлялись к природному пьезокварцевому сырью, можно свести к следующему: это должен быть монокристалл, абсолютно прозрачный, без видимых включений, без двойников, без трещин, размером чистой части не менее 2,5см×1см×1см. Характерным признаком является своеобразный излом, – он либо идеально гладкий, либо в виде «крышки от часов» (рис. 2). Раньше на месторождениях подходящие моноблоки выбирали ударом кувалды по образцу. Пьезокварц настолько прочен, что кувалда ему вреда не причиняла. Такие образования встречаются в природе в очень малых количествах, общемировые запасы составляют тысячи тонн.

Сейчас природные моноблоки пьезокварца используют как затравки для выращивания искусственных кристаллов. Подложка из природного пьезокварца должна быть максимально чистой, без включений, внутренних напряжений, чтобы и кристалл на ней вырос качественный. На заводах такие подложки берегут и в производственном процессе в качестве затравки используют только третье поколение, выращенное на природном кристалле, первые два хранят как «генофонд».

В связи с недостатком природных пьезокристаллов постоянно ведутся работы в направлении искусственного синтеза. Сырьём для выращивания искусственных кристаллов пьезокварца в настоящее время служат гранулированный кварц, жильный кварц и некоторые виды кварцитов. Все перечисленные породы в процессе своего существования подвергаются перекристаллизации и условия её протекания таковы, что все примеси и включения из кварца при этом выталкиваются. Образуются зёрна особо чистого кварца, годные для выращивания искусственных кристаллов пьезокварца.

В НИИ Минералогии УрО АН России основной критерий отбора кварцевого сырья для выращивания искусственных кристаллов – прозрачность. 82,5–83,5 % – таковой должна быть светопропускная способность кварца. Тогда он называется особо чистым и годен для изготовления пьезокварца. Прозрачные участки измельчают в крошку, до кусочков около полумиллиметра в поперечнике, затем проводят фотофлотацию (убирают кусочки с низкой прозрачностью, с различными включениями), остатки промывают в кислотах, чтобы убрать плёнки и корочки слюд, амфиболов, т. е. остатки других минералов и закладывают в автоклав. Растут кристаллы со скоростью в среднем 1 кг за месяц и процесс их выращивания очень кропотливый, в этот период необходимо поддерживать строго постоянную температуру и давление, недопустимы никакие колебания.

Следует отметить, что сейчас известно более 100 природных и искусственно синтезированных веществ, которые обладают пьезоэлектрическими свойствами и используются в промышленности [4, 6]. Например, сегнетова соль гораздо лучший пьезоэлектрик, чем кварц. То же можно сказать о поликристаллических (керамических) образцах титаната бария. Кроме таких давно применяемых конкурентов пьезокварца сейчас в Институте синтеза минерального сырья в г. Александров синтезированы новые минералы, такие, как лангасит $\text{La}_3\text{Ga}_5\text{SiO}_{14}$ и цинкит ZnO . Однако все они не могут заменить кварц в производстве, – либо уступают ему по каким-то параметрам (например, колебания в 1 млн Гц обеспечивает только кварц), либо имеют гораздо большую себестоимость.

Почему для выращивания искусственного кварца не подходит, например, обычный кварцевый песок, которого везде много, или кварц из гранитов? Дело в том, что даже в кварцевой пудре размером 0,1 мм содержатся невидимые глазом включения, твёрдые и газово-жидкие. Они нарушают однородность структуры кристаллической решётки и обуславливают присутствие оксидов железа и алюминия, содержание которых, даже если оно составляет десятитысячные доли процента, сильно влияет на качество кварца. Таким образом, кажется нереальным из природного мелкокристаллического кварца создать поликристаллическую структуру с требуемыми пьезоэлектрическими свойствами. Кристаллики кварца не так легко сориентировать, как, например, титанат бария. Но в природе подобные образования встречаются.

В числе агрегатов, в которых зёрна кварца ориентированы в одном направлении, можно отметить друзы кристаллов горного хрусталя и недеформированный жильный кварц, образующиеся в процессе роста в открытых трещинах и пустотах. Также ориентированное положение зёрен кварца может возникнуть в процессе его отложения из неподвижной или движущейся жидкой среды и в породах, подвергшихся тектоническим деформациям [1]. В такого рода агрегатах кварц при определённых условиях вполне может проявлять пьезоэлектрические свойства. Представляется интересным изучить механизмы возникновения в природе горных пород, содержащих ориентированные зёрна кварца, дать количественную характеристику пьезоэффекта, возникающего в подобных породах, и на основе полученных данных рассмотреть возможность использования природных агрегатов мелкокристаллического кварца в качестве пьезоэлементов.

Для подобного исследования требуется провести сравнительный анализ тонких срезов ориентированных образцов горных пород и отдельных кристаллов кварца, измерить ряд физических параметров в образцах [2, 3], изучить механизмы взаимодействия отдельных зёрен в выбранных горных породах. Главное внимание следует уделить именно количественному выражению величины пьезоэффекта мелкокристаллического кварца в агрегатах различного генезиса. На кафедре геологии Югорского университета в инициативном порядке начаты полевые и аналитические исследования в этом направлении.

Литература

1. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарёв И.П. Микроструктурный анализ. – М.: Наука, 1965. – 124 с.
2. Миронов В.Л. Основы сканирующей зондовой микроскопии. – М.: Техносфера, 2004. – 144 с.
3. Саранчина Г.М. Фёдоровский метод. – Ленинград: Издательство Ленинградского университета, 1963. – 153 с.
4. Синтез минералов. Том 1. – Александров: ВНИИСИМС, 2000. – 662 с.
5. Сонин Л.М. Люди и клады: Очерки истории геол. открытий на Урале. – Челябинск: Юж.Урал.кн.изд-во, 1991. – С. 95 – 105.
6. Шаскольская М.П. Кристаллография. – М.: Высшая школа, 1984. – 376 с.



Рис. 2. Характерная поверхность скола пьезокварца (месторождение Додо, Приполярный Урал). ХМАО, Берёзовский район, с. Саранпауль, музей кварца ОАО «Сосьвапромгеология». Фото автора

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ДОЮРСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ

М.Я. Кузина, Д.В. Шуфлинский

Научный руководитель доцент Л.Н. Мочалкина

Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, Россия

С позиций мобилизма Западно-Сибирская плита (ЗСП) является северным флангом Урало-Монгольского пояса. Обособление её в самостоятельную геологическую структуру связано с закрытием Уральской ветви Палеоазиатского океана в конце пермского периода. При этом территория ЗСП явилась местом тройного сочленения Уральского, Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов.

Смыкание Уральского и Казахстанского палеоконтинентов фиксирует Валерьяновская сutura, а сочленение Казахстанского и Сибирского кратонов проходит по протяженной Обь-Зайсанской сутуре. Некоторые представления о погребённых палеозойских комплексах Обь-Зайсанской сутуры были получены при изучении керна скважин нефтяных месторождений Дружное и Урьевское, которые расположены на территории Среднего Приобья (рис.).

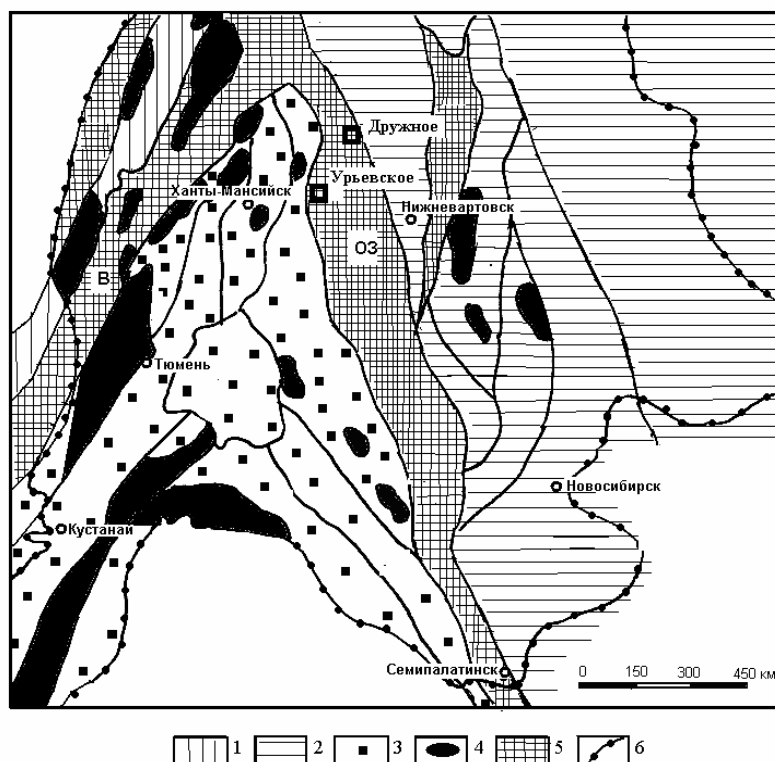


Рис. Структуры фундамента ЗСП: 1–3 – погребённые структуры: 1 – Урала, 2 – Сибири, 3 – Казахстана; 4 – докембрийские блоки, 5 – сутуры: В – Валерьяновская, ОЗ – Обь-Зайсанская, 6 – граница ЗСП

Для характеристики магматитов были привлечены визуальное описание керна, петрографическое описание шлифов, описание шлама под бинокляром, химический и минералогический анализы, а также материалы каротажа (стандартного, гамма и нейтронно-нейтронного).

Урьевское месторождение. Доюрский комплекс пород здесь был изучен в разрезе поисковой скважины 21п в интервале глубин 3003–3503 м. Забой находится в интрузивном комплексе кислых пород. Следует отметить, что комплексы кислых интрузивов ранее не отмечались ни в одной из скважин центральной части Среднего Приобья. Кровля этого интрузивного комплекса перекрыта песчаниками тюменской свиты нижней юры.

Породы по фациальным признакам подразделены на интрузивные граниты и дайковые риодациты и риолиты (табл.).

Граниты в шламе представлены обломками кристаллов кварца, плагиоклаза и полевых шпатов, а также их сростками и единичными пластинками биотита. Размеры обломков 3–4 мм, отдельных обломков до 5–6 мм. По материалам ГИС граниты в шламе характеризуются повышенными дифференцированными значениями гамма-каротажа (25–30 мкР/час, с повышением до 50–75 мкР/час), БК составляет 10–30 Ом·м. В минералогическом составе пород отмечается преобладание кварца и полевых шпатов, второстепенными являются карбонаты, хлориты, гидрослюда и глинистые минералы. По керну граниты крупнокристаллические

бело-серой окраски. Визуально размеры кристаллов полевых шпатов до 1×3 см. Под микроскопом структура пород гранитовая, текстура массивная. Породы полнокристаллические, крупнозернистые, сложены кристаллами калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза. Присутствуют мусковит и пирит. Граниты в керне характеризуются слабо дифференцированной кривой ГК (30–32 мкР/час), БК составляет 17–20 Ом·м.

Риодациты и риолиты в шламе представляют собой частицы светло-серого и зеленовато-серого до темно-серого цвета. В шлифах определены различия с порфировой и фельзитовой структурой основной массы кварц-полевошпатового состава. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Кристаллы плагиоклаза серицитизированы и хлоритизированы, встречаются в большем количестве, чем кварц и калиевые полевые шпаты. Текстура массивная. Отмечается серицитизация и хлоритизация фенокристаллов и основной массы. Показания кривой ГК на участках развития риодацитов – 18–19 (до 26–28), мкР/час. Значения электрического сопротивления повышены (БК 50–80 Омм).

По характеру расположения и взаимным пересечениям гранитов и риолитов установлено, что интрузивные комплексы гранитов прорваны жильными образованиями риолитов, т.е. риолиты несколько моложе гранитов. Тесное временное и пространственное расположение данных гранитов и риолитов позволяет рассматривать их как единый гранитоидный комплекс (вероятно, постбатолитового типа).

Таблица

Химический состав интрузивных пород скв. 21п Урьевского месторождения

Породы	SiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)
Граниты	68,5–71,4	2,1–3,7	2,25–3,99	5,0–6,9
Риодациты	64,3–71,9	2,0–7,6	0,23–2,6	3,6–4,7
Риолиты	74,5	1,7	0,23	5,7

В палеозойских магматических комплексах юго-восточного продолжения Обь-Зайсанской сутуры данной ассоциации в наибольшей степени отвечает граносиенитовая формация Р₂.

Месторождение Дружное. Доюрский комплекс здесь вскрыт поисковой скважиной 230п в интервале глубин 3559,9–3999,7 м и представлен вулканогенно-обломочными породами основного состава – лавами, кластолавами и туфами базальтов.

Лавы базальтов. По керну базальты измененные серовато-светло-зеленой окраски различных тонов, с многочисленными волнистыми разнонаправленными трещинами, выполненными хлоритом, альбитом, кварцем. Под микроскопом структура породы реликтовая порфировая, гломеропорфировая с гиалопилитовой основной массой, участками интерсертальной. Вторичная структура сферолитовая. Текстура миндалекаменная. Вкрапленники представлены призматическими кристаллами сидеритизированного, карбонатизированного, каолинизированного, хлоритизированного плагиоклаза. Гиалопилитовая структура выражена разноориентированными микролитами плагиоклаза, погруженного в вулканическое стекло. Вторичная сферолитовая структура формируется по гиалопилитовой, с образованием сферолитов, сложенных полевыми шпатами, обрастающих каёмками из зерен альбита. Миндалины выполнены хлоритом и альбитом. Породы альбитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы. По материалам ГИС изменённые базальты характеризуются повышенными значениями ГК (12–13 мкР/час), БК составляет 10–13 Ом·м.

Кластолавы базальтов. По керну кластолавы основного состава серовато-бледно-зеленого цвета, с разрозненными (до 5–10 %) обломками базальтов афировой структуры. Обломки частично ассимилированы, имеют полуугловатую форму, размером от нескольких миллиметров до 1–1,5 см. Породы нарушены диагональными и субвертикальными, притёртыми и полуоткрытыми трещинами, часто выполненными хлоритом и кальцитом. Отмечаются вкрапления мелкокристаллического пирита. Под микроскопом структура цементирующей лавы порфировая с гиалопилитовой основной массой. Текстура миндалекаменная. Основная масса сложена разноориентированными микролитами плагиоклаза, погруженного в вулканическое стекло, по которому развивается хлорит. Вкрапленники представлены серицитизированными и карбонатизированными кристаллами полевого шпата призматической формы. Миндалины выполнены в центре пиритом, а к периферии кальцитом, гидрослюдой и альбитом. По материалам ГИС породы характеризуются положительными значениями ПС, высокими показаниями кривой ГК (до 17–18 мкР/час) повышенными значениями электрического сопротивления (БК 70–80 Ом·м).

Пачка туфов основного состава. По керну в верхней части пачки выделяются агломератовые и лапиллиевые туфы, в нижней части – крупнообломочные туфы. Агломератовые туфы литовитрокластические, пестрой окраски серовато-зеленых и светло-серых тонов. Структура обломочная. Обломки достигают размера 10 см, угловатой и полуугловатой формы. Представлены породами основного состава зеленовато-серыми, светло-серыми, часто с флюидалной структурой и миндалекаменной текстурой, обломками пузыристого стекла с округлыми и удлинёнными пустотами (миндалинами), выполненными хлоритом. Промежутки между обломками пород заполнены пепловым материалом. Отмечается слабая карбонатизация по всей массе. Отдельными участками отмечаются вкрапленники рудного минерала, возможно, магнетита. Лапиллиевые туфы отличаются только уменьшенными размерами обломков.

Крупнообломочные туфы витрокластические и кристалловитрокластические базальтовые, зеленовато-тёмно-серые, массивные. Под микроскопом порода состоит из плотно сидящих угловатых осколков стекла, сцементированных буровато-коричневым пепловым материалом. Вторичные изменения: хлоритизация,

карбонатизация. Отмечаются пустотки размером до $0,2 \times 0,4$ мм. По ГИС породы характеризуются низкими значениями ГК, составляющими порядка 8 мкР/час для кластолав и 10 мкР/час для туфов, отрицательными значениями ПС, БК составляет около 7–8 Ом·м.

Характер чередования пирокластических и лавовых разностей (пирокласты – внизу, а лавы – вверху) в данном разрезе позволяет говорить о наличии двух циклов формирования этой толщи. Однако следует отметить, что нижний цикл неполный, т.к. в его составе отсутствуют туфы (вероятно, они не вскрыты), тогда как в составе пород верхнего цикла фиксируются и более ранние пирокластические, и поздние лавовые образования.

Подобные базальтоидные формации сопоставимы с сибирскими трапами раннего триаса. В это же время базальтоидный вулканизм фиксируется на Урале и юго-восточном продолжении Обь-Зайсанской сутуры.

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ДУНИТОВ ТАРЛАШКИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

А.С. Кульков

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Породы, слагающие Тарлашкинский массив, относятся к дунит-гарцбургитовой ассоциации ультрамафитов как составной части офиолитовых комплексов. В Тарлашкинском массиве выделяются два генетических типа ультрамафитов – метаморфический и метасоматический. К метаморфическим ультрамафитам относятся дуниты и гарцбургиты, претерпевшие интенсивные преобразования в результате их пластического деформирования. Метасоматические ультрамафиты представлены, главным образом, оливин-тальковыми породами.

Среди метаморфических дунитов Тарлашкинского массива по микроструктурным особенностям выделяются следующие типы: протогранулярный, порфирокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный, которые отражают последовательное увеличение степени деформации пород и являются объектом нашего исследования.

При рентгеноструктурном анализе дунитов основное внимание уделялось определению размера кристаллитов оливина в выделенных типах его деформационных структур. Для этого были приготовлены образцы дунитов с разными петроструктурными типами оливина, которые помещались в дифрактометр (ДРОН) и облучались рентгеновским излучением, полученным от медного анода. Исследования проводились в интервале углов $15-115^\circ$, в результате которых были зафиксированы дифракционные максимумы и определялась их ширина. Типичный рисунок рентгенограммы оливина показан на рис., а.

Полученные значения ширины рентгеновских линий аппроксимировались линейными зависимостями типа $Y = AX + B$ в координатах Холла-Вильямсона (Ось Y – $\beta \cos\theta/\lambda$, Ось X – $\sin\theta/\lambda$), в которых B определяет размер кристаллитов ($D = 1/B$). Типичный график зависимости Холла-Вильямсона представлен на рис., б. Характерно, что для всех образцов экспериментальные точки разделяются на два тренда: с большой шириной (большие значения $\beta \cos\theta/\lambda$) и с маленькой. Это означает, что в системе присутствует два типа кристаллитов, в которых ширина линий различается в три-четыре раза, т. е. присутствуют кристаллиты, средний размер которых различается в 3–4 раза. Эти данные представлены в таблице.

Протогранулярный тип характеризуется максимальными размерами зерен оливина (6–7 мм), при незначительной роли мелких (с размерами до 0,5 мм). Для этого петроструктурного типа размеры кристаллитов составляют преимущественно около 140 нм (табл.), которые, очевидно, характерны для крупных зерен оливина. Наряду с крупными присутствуют кристаллиты меньших размером (91 нм), которые вероятно соответствуют мелким рекристаллизованным зернам.

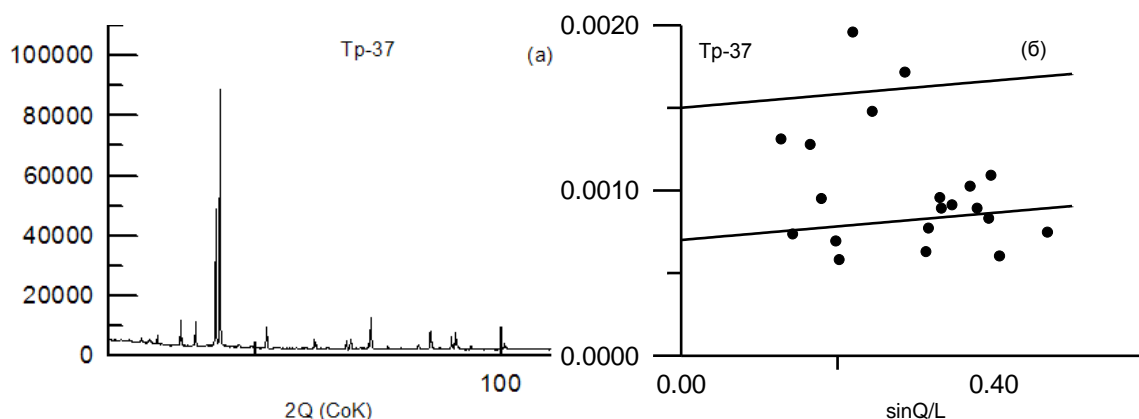


Рис. а) – рентгенограмма образца дунита (обр. Тр-37), б) – зависимость Холла-Вильямсона, отражающая средние размеры кристаллитов оливина (обр. Тр-7)

Порфирокластовый тип выделяется наличием крупных порфирокластовых зерен оливина, погруженных в мелкозернистый рекристаллизованный агрегат. В изученных образцах выявляется различная размерность порфирокластовых индивидов и мелких зерен оливина, слагающих основную массу. Наиболее

крупные порфиrokласты установлены в образце Тр-53, где их размер составляет 6–9 мм, для них выявлен размер кристаллитов 160 нм (табл.). Мелкие рекристаллизованные зерна в этом образце имеют размеры примерно 0,3 мм и размер кристаллитов 33 нм. В образце Тр-49 порфиrokласты имеют меньшие размеры, – в среднем 3–4 мм, в этих порфиrokластах отмечается уменьшение размеров кристаллитов до 147 нм. Однако размеры рекристаллизованных зерен значительно больше и составляют примерно 0,9 мм. Они обладают большим размером кристаллитов – 92 нм.

Таблица

Средние размеры кристаллитов оливина по данным рентгеноструктурного анализа в различных петроструктурных типах

№ шлифа	Петроструктурные типы оливина	Размерность зерен оливина	Размер кристаллитов, Нм
Тр-37	Протогранулярный	крупные зёрна	143
		мелкие зёрна	91
Тр-49	Порфиrokластовый	крупные зёрна	147
		мелкие зёрна	92
Тр-53	Порфиrokластовый	крупные зёрна	160
		мелкие зёрна	33
Тр-7	Порфиroleйстовый	крупные зёрна	133
		мелкие зёрна	34
Тр-13	Мозаичный	крупные зёрна	74
		мелкие зёрна	28

Порфиroleйстовый тип. Отличительной особенностью микроструктуры этого типа является развитие среди мелкозернистого (0,4–0,8 мм) мозаичного агрегата оливина удлиненных порфиroleйстовых индивидов (1,7–3,4 мм.). Отличается от порфиrokластового большей степенью пластической деформации и характеризуется наличием субпараллельно ориентированных порфиrokластовых зерен. Для крупных удлиненных индивидов размер кристаллитов составляет 133 нм, а в мелкозернистом мозаичном агрегате кристаллиты имеют размер 35 нм (табл.).

Мозаичный тип. Мозаичный тип микроструктуры в дунитах характеризуется присутствием мелких зерен оливина (менее 0,5 мм, иногда до 0,9 мм). Для этого микроструктурного типа кристаллиты отличаются минимальным размером, составляющим 28 нм, среди которых отмечаются более крупные кристаллиты 74 нм (табл.).

Анализ полученных результатов рентгеноструктурного анализа позволил выявить зависимость размера кристаллитов оливина от степени пластического деформирования дунитов, т.е. от их петроструктурного типа.

Таким образом, петрографическое и рентгеноструктурное изучение дунитов Тарлашкинского массива показало, что они испытали интенсивную пластическую деформацию. Они повсеместно обнаруживают признаки пластической деформации, которые проявляются в наличии полос пластического излома, волнистого погасания, а также синтетонической рекристаллизации с образованием порфиrokластовых и мозаичных структур. Возрастание степени пластической деформации дунитов выражается в образовании последовательных петроструктурных типов оливина: протогранулярного, порфиrokластового, порфиroleйстового и мозаичного. Их количественная оценка выражается в увеличении удельной протяженности границ зерен оливина, изменении степени их ориентации, а также уменьшении размера кристаллитов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, СТРУКТУРЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МИНЕРАЛОВ ГАЛХАИТА (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧАУВАЙ, КЫРГЫЗСТАН) И АКТАШИТА (МЕСТОРОЖДЕНИЕ АКТАШ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.В. Куратьева, С.А. Магарилл, Н.В. Первухина

Научный руководитель профессор С.В. Борисов

Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Кристаллохимия сульфидов имеет до сих пор немало «белых пятен». В основном сульфиды как источники важных металлов находились в поле зрения минералогов. К тому же их кристаллохимические исследования обычно весьма трудоемки из-за несовершенства кристаллов. Успехи методов рентгеноструктурного анализа улучшили положение в экспериментальных исследованиях сульфидов, и в последние десятилетия существенно увеличился объем информации об их строении.

Сульфосоли составляют почти половину известных природных сульфидов (более 100 минеральных видов). Своими кристаллохимическими особенностями среди других сульфосолей выделяются сульфосоли мелких катионов (Cu, Ag, Hg). Для них характерно присутствие атомов As, реже Sb в тройной зонтичной

координации в виде обособленных друг от друга радикальных групп AsS_3 и SbS_3 , ребра которых соизмеримы с мелкими полиэдрами катионов, чаще всего тетраэдров (CuS_4 , AgS_4 и HgS_4).

Кристаллические структуры многих природных сульфосолей, несмотря на сложный катионный состав, представляют собой усложненные модификации структурного типа сфалерита (ZnS). Наиболее распространенным типом сочленения тетраэдров мелких катионов является соединение по вершинам в трехмерный сфалеритовый каркас, где часть серы может быть «пропущена», что приводит к понижению координации от тетраэдрической до тригональной зонтичной для As и Sb. К таким тетраэдрическим сфалеритоподобным сульфосолям относится большая группа ртути содержащих минералов: блеклые руды (в том числе шватцит), галхаит, акташит, новакит и др.

Определение кристаллической структуры ртутных и ртутьсодержащих минералов представляет особые трудности в связи с частым отсутствием оптимальных по размеру и качеству монокристаллов, что отчасти вызвано «мобильностью» как главного компонента, так и других составляющих. Преобладающий вклад Hg в рентгеновское рассеяние обуславливает вторую и принципиальную сложность – трудность фиксации легких атомов – анионов (O, S, Cl) в структурах этих соединений. В последнее время появляется все больше работ, посвященных уточнению или переопределению решенных ранее структур. Особенно оправдано и актуально это в случае сложных природных объектов, поскольку новейшие методы исследования позволяют решить множество оставшихся неясными вопросов и проблем. Из литературных данных известно, что химические составы образцов одного и того же минерала из разных месторождений расходятся далеко за пределы ошибок анализа и, следовательно, возможны вариации их структур.

Настоящая работа посвящена уточнению кристаллических структур (метод рентгеноструктурного анализа) и исследованию особенностей составов минералов галхаита (месторождение Чаувай, Кыргызстан) и

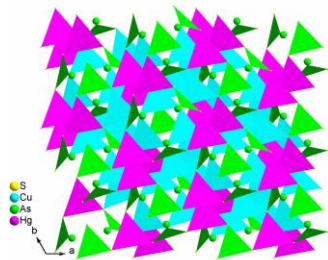


Рис. 1. Структура акташита

акташита (месторождение Акташ, Горный Алтай, Россия). При проведении исследований использованы современные возможности работы с мелкими (до 0,01 мм) монокристаллами (дифрактометр Bruker X8 Apex), тщательный учет поглощения, элементного анализа химического состава непосредственно исследуемого образца. Ртутьсодержащая сульфосоле с элементарным составом, идентичным ртутистому теннантиту, но с большим количеством ртути – минерал акташит $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$, была обнаружена в 1965 г. в полисульфидных рудах ртутного месторождения Акташ (Горный Алтай, Россия) [1]. С открытием сульфосоли груздевиты $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ и ее мышьяковистой разновидности $\text{Cu}_6\text{Hg}_3(\text{Sb,As})_4\text{S}_{12}$ [2] стало ясно, что минералы акташит и груздевит являются крайними членами изоморфного ряда, промежуточные представители которого имеют переменный состав и иногда «легированы» в незначительных количествах дополнительными к основным элементами. Естественно, в этом случае свойства акташита не постоянны и будут зависеть от содержания основных и примесных компонентов состава. Поскольку в первом, и единственном, определении кристаллической структуры акташита [4] отмечалось несоответствие экспериментального и полученного при расшифровке составов, требовалось уточнение структуры акташита с учетом поглощения и при контроле химического состава образца. Кроме того, представляло интерес детально исследовать окружение анионной вакансии, в том числе «кластер» As_4 в этом представителе сфалеритоподобных структур. Структура соединения расшифрована с помощью комплекса программ SIR2004. Уточнение координат атомов проведено полноматричным МНК в анизотропном приближении по комплексу программ SHELX97. Кристаллы акташита относятся к тригональной сингонии с параметрами элементарной ячейки: $a = 13,7500(4)$, $c = 9,3600(3)$ Å, $V = 1532,54(8)$ Å³, пр. гр. $R3$, $Z = 3$, $R = 0,043$. Формула акташита, полученная в результате уточнения структуры – $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$. В результате уточнения структуры акташита показано, что атомы Hg и Cu имеют тетраэдрическое окружение из атомов серы с расстояниями Hg–S и Cu–S, лежащими в интервале 2,488(6)–2,490(6) и 2,271(6)–2,375(6) Å соответственно. Атомы As имеют зонтичную координацию с расстояниями As–S 2,254(7)–2,311(5) Å. Одинаково ориентированные HgS_4 - и CuS_4 -тетраэдры, объединяясь вершинами, образуют каркас, аналогичный каркасу из ZnS_4 -тетраэдров в структуре сфалерита (рис. 1). Установлена весьма непростая связь истинной элементарной ячейки акташита с ярко выраженной в нем псевдотрассионной ячейкой сфалерита, составляющая 4/39 объема истинной ячейки. Эта псевдопериодичность была, по-видимому, причиной ошибочных структурных определений на первых этапах описания минерала. Структура акташита может быть наглядно представлена и в анионоцентрированном аспекте, так как все атомы S расположены в катионных тетраэдрах, одной из вершин которых служит As^{3+} , а остальных, – Hg^{2+} и Cu^{1+} -катионы. Эти S-центрированные тетраэдры связаны вершинами в трехмерный каркас с 4-мя «висячими» As-вершинами, образующими пустой As_4 -тетраэдр ($\text{As} - \text{As} = 3,514 - 3,576$ Å). Эта катионная группировка, окруженная кубооктаэдром серы, – блок $(\text{As}_4\text{S}_{12})^{12-}$, несомненно, является «изюминкой» структуры. На основании близости состава и кристаллических структур нами показана идентичность акташита из месторождений Гал-Хая [2] и Акташ.

В 1975 г. была расшифрована структура минерала галхаита из Якутии (месторождение Гал-Хая) [5], для которого по результатам химического анализа и структурного уточнения предложена формула HgAsS_2 . В том же году [5] опубликованы данные о кристаллической структуре галхаита из Невады (рудник Гетчелл), состав которого существенно другой – в катионной части появился атом Tl, относительное содержание As уменьшено: $(\text{Hg, Cu, Zn})_6(\text{Tl, } \square)\text{As}_4\text{S}_{12}$ (\square – здесь и далее обозначение вакантной позиции). В 1981 г. в обстоятельной работе [6] не только уточняются состав и структура галхаита из Невады, но и подвергаются сомнению результаты исследования

галхаита из Якутии. Некоторые основания для этого действительно имеются: при размерах кристалла ~0,5 мм не учитывалось поглощение, достаточно высокое значение R-фактора (~ 10 %).

Мы провели исследование особенностей состава галхаита месторождений Гал-Хая (Якутия) и Чаувай (Кыргызстан) и уточнение кристаллической структуры минерала месторождения Чаувай. С помощью микронзонда JXA-5A при ускоряющем напряжении 20 кВ определен состав галхаита месторождения Гал-Хая (12 кристаллов) и Чаувай (19 кристаллов). Получены эмпирические формулы для средних составов минерала: $(\text{Hg}_{4,89}\text{Cu}_{0,92}\text{Zn}_{0,07})_{5,88}(\text{Cs}_{0,71}\text{Tl}_{0,17})_{0,88}(\text{As}_{3,98}\text{Sb}_{0,17})_{4,15}\text{S}_{12,10}$ (месторождение Гал-Хая) и $(\text{Hg}_{4,64}\text{Cu}_{0,98}\text{Zn}_{0,34})_{5,96}(\text{Cs}_{0,85}\text{Tl}_{0,04})_{0,89}(\text{As}_{3,68}\text{Sb}_{0,42})_{4,10}\text{S}_{12,05}$ (месторождение Чаувай). Их сравнение показывает, что более стабильным является состав галхаита месторождения Чаувай, в котором разница между максимальным и минимальным содержаниями композиционных элементов значительно меньше, чем в составе минерала Гал-Хая. Минерал Гал-Хая и Чаувай изучался также полуколичественным спектральным анализом: набор малозначащих примесей

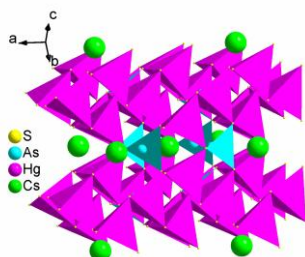


Рис. 2. Структура галхаита

оказался почти одинаковым. Красные монокристаллы минерала относятся к кубической сингонии: пр. гр. $I\bar{4}3m$, $a = 10.4144(1) \text{ \AA}$, $V = 1129.5(2) \text{ \AA}^3$, $Z = 2$ для состава $\{(\text{Cu,Zn})_{0,98}\text{Hg}_{4,83}\}(\text{Cs}_{0,71}\text{Tl}_{0,14})(\text{As}_{3,44}\text{Sb}_{0,56})\text{S}_{12}$, $R = 0,0203$. Структура галхаита – это сфалеритоподобный каркас из связанных вершинами $(\text{Hg,Cu})\text{S}_4$ -тетраэдров ($(\text{Hg,Cu})\text{-S} = 2.5068(3) \text{ \AA}$) одной ориентации с крупными полостями, образующимися в родоначальном структурном типе сфалерита (ZnS) вследствие восьми анионных вакансий – 2-х тетраэдров S_4 – в начале координат и в центре I -ячейки и 12 катионных вакансий в форме двух катионных октаэдров также вокруг позиций 000 и $\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}$ (рис. 2). Отсутствие части атомов серы делает координацию атома As зонтичной, а не тетраэдрической, как это свойственно сфалериту ($(\text{As,Sb})\text{-S} = 2,2804(4) \text{ \AA}$), крупный же катион (Cs,Tl) занимает позицию в центрах вакантных катионных октаэдров, имея в координационном окружении 12 S в форме полиэдра Лавеса $((\text{Cs,Tl})\text{-S} = 3,8837(4) \text{ \AA})$. Ковалентные связи As-S и $(\text{Hg,Cu})\text{-S}$ образуют своеобразные «коконы» вокруг крупных одновалентных катионов (Cs,Tl), заполняющие все пространство с образованием «яиченстой» структуры.

Поддержано РФФИ, грант №08-05-00087.

Литература

1. Васильев В.И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. – М.: Наука, 1968. – С. 76–113.
2. Груздев В. С., Черницова Н. М., Шумкова Н. Г. Акташит $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_5\text{S}_{12}$ – новые данные // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 206. – № 3. – С. 694–697.
3. Груздев В.С., Степанов В.И., Шумкова Н.Г., Черницова Н.М., Юдин Р.Н., Брызгалов И.А. Галхаит HgAs_2S_2 – новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 205. – С. 1193 – 1197.
4. Каплунник Л. Н., Победимская Е. А., Белов Н. В. Кристаллическая структура акташита $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$ // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 251. – № 1. – С. 96–98.
5. Каплунник Л.Н., Победимская Е.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура галхаита HgAs_2S_2 // Доклады АН СССР. – 1975. – Т. 225. – № 3. – С. 561–563.
6. Divsaković V., Nowacki W. Die Kristallstruktur von Galkhait $[\text{Hg}_{0.76}(\text{Cu,Zn})_{0.24}]\text{12Tl}_{0.96}(\text{AsS}_3)_8$ // Z. Krist. – 1975. – Bd.142. – S. 262–270.
7. Chen T.T., Szymanski J.T. The structure and chemistry of galkhaite, a mercury sulfosalt containing Cs and Tl // Canad. Mineral. – 1981. – Vol. 19. – N 4. – P. 571–581.

ТЕРМИЧЕСКИЕ И ПАРАМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПАТОГЕННОЙ КОСТНОЙ ТКАНИ

С. А. Лемешева

Научный руководитель доцент О.А. Голованова

Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, г. Омск, Россия

Костная ткань – важнейшее органо-минеральное образование в организме человека, необходимое для его жизнедеятельности. Информация о ее составе и свойствах позволяет понять эволюционные закономерности скелетизации живых организмов, геохимические и палеоклиматические особенности окружающей их среды, а также механизм различных костно-суставных заболеваний [4]. Материаловедческие исследования костной ткани актуальны и для медико-биологических приложений – для создания различных биологически совместимых материалов (протезов, аутотрансплантантов, нанопорошков) [2].

Цель работы - исследование на основе термогравиметрических и радиоспектроскопических данных характера патогенных изменений костной ткани человека при коксартрозе.

Объекты и методы исследования. «Нормальные» и пораженные коксартрозом головки бедренной кости жителей Омского региона мужского и женского пола четырех возрастных групп: 30–49, 50–59, 60–69, 70–79 лет. Динамика патологии оценивалась путем сравнительного анализа состава трех горизонтальных срезов (верхнего – наиболее поврежденного – среднего – нижнего, менее поврежденного) пораженных и «нормальных» образцов. Для исследования брались средние пробы с одинаковой дисперсностью частиц. Термический анализ проведен на дериватографе SII Diamond-TG-DTA в температурном интервале 25–1000 °С; чувствительность

измерения веса $2 \cdot 10^{-3} \%$, погрешность $\sim 0,1 \%$; чувствительность измерения термоэффектов $6 \cdot 10^{-4} \text{ В}$, погрешность $\sim \pm 6 \text{ }^\circ\text{C}$. Количественные данные массовых потерь при отжиге получены с помощью программного обеспечения PYRIS 7.0. ЭПР спектры изучены на радиоспектрометре ESR70-03 DX/2 (эталон $\text{MgO}:\text{Mn}^{2+}$ с концентрацией парамагнитных центров $8,6 \cdot 10^{14}$ спин/г); изучен вид спектров костной ткани после ее отжига в интервале $23\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$ и после облучения импульсами электронов (ускоритель «КлавиР»); проанализирована динамика изменения интенсивностей, значений g-фактора, ширины линии. Результаты обработаны методами многомерной статистики с использованием программного пакета Statistica 6.0, StatSoft.

Результаты. Установлено, что массовые потери костной ткани веществ наблюдаются в четырех температурных интервалах (рис. 1): I) $25\text{--}270 \text{ }^\circ\text{C}$ – удаление адсорбционной воды; II) $270\text{--}430 \text{ }^\circ\text{C}$ – потеря структурной воды и низкомолекулярных органических веществ – неколлагеновых белков с малой молекулярной массой; III) $430\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$ – разложение высокомолекулярных органических соединений – коллагена; IV) $700\text{--}900 \text{ }^\circ\text{C}$ выделение летучих соединений, преимущественно углекислого газа минеральной костной компоненты при переходе нестехиометричного карбонат-гидроксилапатита в стехиометричный [5]. Показано, что величина массовых потерь определяется степенью поражения костной ткани: во всех патогенных пробах отмечается уменьшение потерь высокомолекулярных веществ (рис. 1), что может быть связано либо с их разрушением и с образованием низкомолекулярных продуктов, либо с более плотной упаковкой деформированных коллагеновых волокон (на последнее указывает повышенная твердость патогенных костных образцов). Установлено, что в поврежденной костной ткани мужчин всех возрастных категорий увеличены массовые потери (содержание) низкомолекулярной органики, участвующей в костном обмене; в патогенных пробах костной ткани мужчин и женщин в возрасте 30–59 лет наблюдается повышенное количество адсорбированной воды, летучих компонентов (рис. 1). Полученные данные свидетельствуют о меньшей кристалличности минеральной компоненты патогенных образцов.

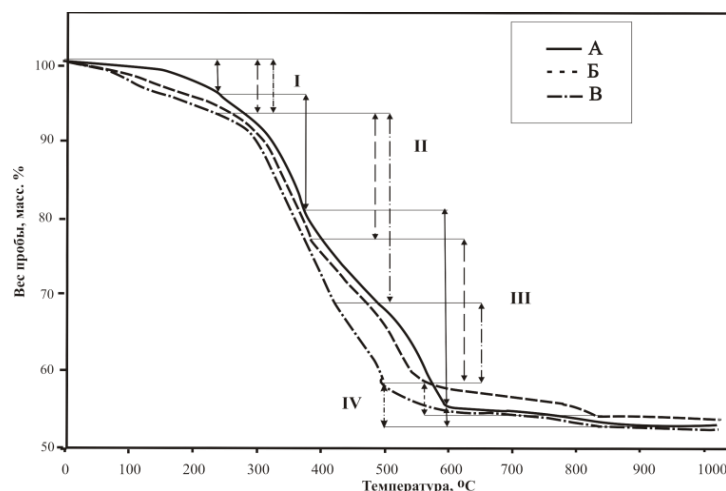


Рис. 1. Кривые массовых потерь костной тканью адсорбированной воды (I), низкомолекулярных (II), высокомолекулярных (III) веществ, летучих соединений (IV): А – «норма», Б, В – патогенная ткань (женские и мужские образцы)

В исходном состоянии костных проб сигналов ЭПР (парамагнитного поглощения) не установлено; в отожженных при $300\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$ патогенных и «нормальных» образцах фиксируются сигналы от термо-химических ион-радикалов, обусловленных термостимулированным разрывом связей в коллагеновых волокнах (рис. 2, а). Показано, что наибольшая концентрация ион-радикалов характерна для пораженных проб, что согласуется с результатами термического анализа о большей степени деформированности коллагеновых волокон при патологии. В отожженной и облученной костной ткани фиксируются сложные суперпозиционные ЭПР спектры от R-центров, связанных с органической составляющей [1], и от карбонатных ион-радикалов CO_3^- , CO_3^{3-} , CO_2^- (рис. 2, б), которые возникают при перезарядке карбонат-ионов CO_3^{2-} , замещающих фосфатные тетраэдры в структуре апатита, и CO_2 группировок, адсорбированных поверхностью [3].

Установлена взаимосвязь между интенсивностью сигналов органической компоненты и формой сигнала неорганической составляющей (долей CO^- , CO_3^{3-} и CO_2^- ион-радикалов). Выявлено, что с увеличением степени поражения костной ткани повышается содержание органических веществ и концентрации ион-радикалов углекислого газа (антисимметрия спектров увеличивается), что указывает на меньшую кристалличность патогенного костного апатита.

Таким образом, показано, что в поврежденных образцах по сравнению с «нормальными» отмечаются наименьшие массовые потери высокомолекулярных веществ, наибольшее содержание низкомолекулярных соединений, адсорбированной воды, углекислого газа, повышенные концентрации карбонатных ион-радикалов органической и минеральной составляющих. Полученные данные указывают на низкую кристалличность костного апатита и меньшую упорядоченность коллагеновых волокон патогенной костной ткани.

Авторы выражают благодарность лаборатории физико-химических исследований института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН г. Екатеринбурга за оказанную помощь в получении экспериментальных данных.

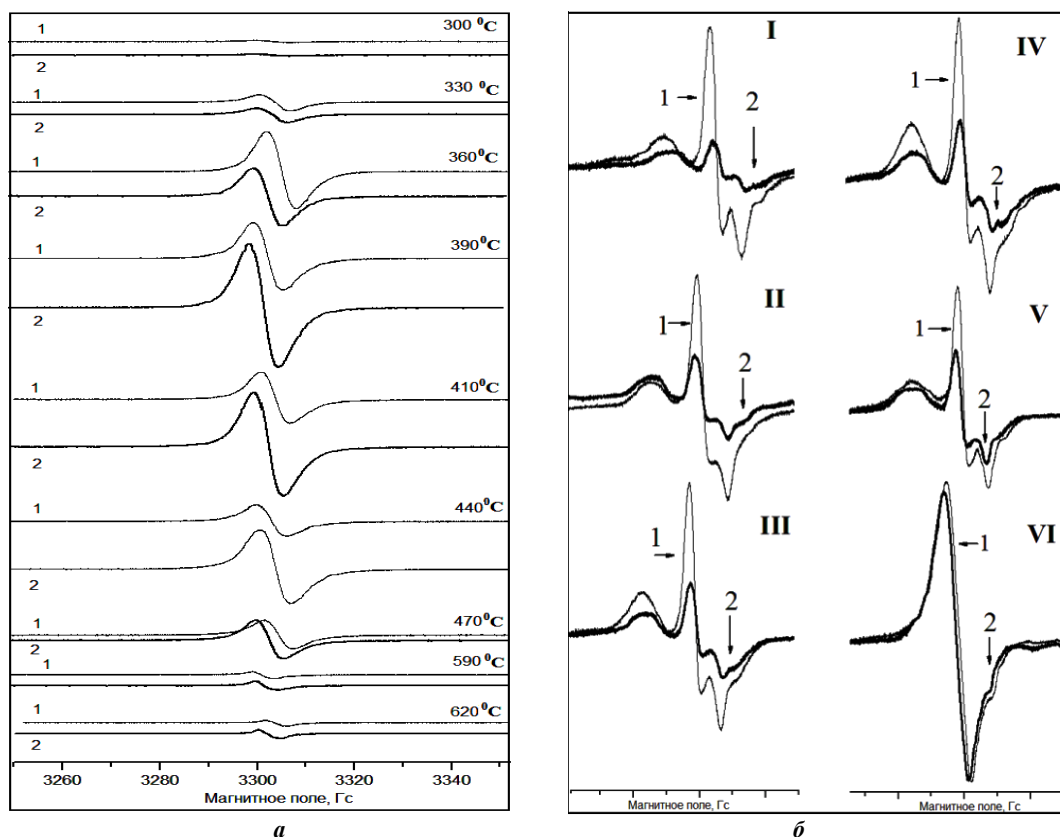


Рис. 2. ЭПР спектры «нормальной» (1) и патогенной (2) костной ткани:
а – после отжига на воздухе при 23...600°С; *б* – после отжига при 23°С (I), отжиге при 50°С (II), 100°С (III), 150°С (IV), 200°С (V), 300°С (VI) с последующим облучением электронами

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 08-05-90700 моб_ст.

Литература

1. Брик А.Б., Радчук В.В., Клименко А.П. Характеристика карбонатных ионов в биоапатите костной ткани по данным ЭПР // Биоминералогия-2008: Матер. Междунар. научно-практич. конф. – Луцк, 2008. – С. 14–17.
2. Вересов А.Г., Путляев В.И., Третьяков Ю.Д. Химия неорганических материалов на основе фосфатов кальция // Российский химический журнал. – 2004. – Т. 48. – № 4. – С. 52–64.
3. Гилянская Л.Г., Занин Ю.Н. Факторы стабилизации парамагнитных радикалов CO₂⁻, CO₃⁻ и CO₃₃⁻ в природных карбонатапатитах // Журнал структурной химии. – 1998. – Т. 39. – № 5. – С. 821–840.
4. Лунева С.Н. Биохимические изменения в тканях суставов при дегенеративно-дистрофических заболеваниях и способы их направленной биологической коррекции // Дис. ... докт. биол. наук. – Курган, 2003. – 297 с.
5. Danilchenko S. N., Pokrovskiy V. A., Bogatyrov V. M., Sukhodub L. F., Sulkio-Cleff B. Carbonate location in bone tissue mineral by X-ray diffraction and temperature-programmed desorption mass spectrometry // Cryst. Res. Technol. – 2005. – В 40. – № 7. – P. 692–697.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЛЬХОВСКО-ЧИБИЖЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

И.В. Мартыненко

Научный руководитель профессор А.К. Мазуров
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Ольховско-Чибихежский золотоносный район расположен в северо-западной части Восточного Саяна. Район характеризуется двухъярусным геологическим строением. Нижний ярус представлен нижнекембрийскими карбонатными, а верхний – вулканогенными толщами, прорванными интрузивными образованиями Ольховского габбро-диорит-гранодиоритового и Беллыкского гранитоидного комплексов [1, 2].

На территории западной части Восточного Саяна, в частности, Ольховско-Чибихевского района, рыхлые и слабосцементированные отложения мезозойско-кайнозойского возраста развиты довольно широко. Они в виде сплошного чехла почти повсеместно перекрывают древние образования. Их мощность не постоянна и меняется в зависимости от типа рельефа. На большей части площади района мощность рыхлого покрова не превышает 5...10 метров, но на отдельных участках достигает 100 и более метров. Однако этот комплекс отложений изучен недостаточно.

Остаточные коры выветривания предположительно мел-палеогенового возраста на площади района пользуются широким распространением, развиты по кислым породам Ольховского комплекса и карбонатным образованиям чибихевской свиты. Наиболее широко развиты коры выветривания каолинового и гидрослюдисто-каолинового состава [3].

По условиям залегания в пределах района выделяются площадная и линейная коры. Наиболее широким распространением пользуются линейные коры выветривания. Продукты выветривания сложены глинистым и песчано-глинистым материалом. Эти отложения в значительной степени лимонитизированы и карбонатизированы, местами присутствуют железистые конкреции.

Остаточная кора выветривания, сформированная на гранитах и гранодиоритах, характеризуется развитием полного профиля выветривания. В составе коры выделяются три основные зоны: дресвяно-щебенистая, монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом и каолиновая с охристыми включениями гидроокислов железа. Отличительной особенностью коры выветривания является преобладание минералов тонкодисперсной, глинистой фракции. Гранулометрический состав продуктов коры выветривания представлен в таблице.

Нижняя – дресвяно-щебенистая зона полностью сохраняет структуру материнских пород и сложена дресвой желтоватого и серого цвета. Глинистая фракция содержит гидрослюды с незначительной примесью монтмориллонита. Вскрытая мощность зоны составляет 2–3 метра.

Таблица

Гранулометрический состав продуктов коры выветривания гранитов

Фракция, мм	Выход фракций, %			
	Охристо-каолиновая зона	Монтмориллонит-гидрослюдистая зона		Дресвяно-щебенистая зона
+10	6,8	10,4	23,8	28,3
-10+5	3,4	4,6	5,2	10,4
-5+3	3,8	5,4	4,7	6,2
-3+2	2,6	4,2	3	5,3
-2+1	2,5	3,8	2,1	4
-1+0,5	3,7	3,1	3,4	6,7
-0,5+0,2	5,7	5,6	4,3	8,7
-0,2+0,112	4	5,8	3,2	7
-0,112+0,04	5,1	6,7	5,6	2,8
-0,04	62,4	50,4	44,7	20,6
Сумма	100	100	100	100

Монтмориллонит-гидрослюдистая зона представлена дресвяно-песчано-глинистыми образованиями желтовато-бурого цвета с сохранившимися текстурно-структурными особенностями исходных пород. Гранулометрический состав продуктов монтмориллонит-гидрослюдистой зоны следующий: дресвяная фракция – 30 %, песчаная – 9 %, алевритовая – 3 % и глинистая фракция – 58 %. Мощность зоны от 10–12 до 20 метров.

Дресвяная фракция состоит из обломков пород и кварца, покрытых пленкой гидроокислов железа, реже гематита. Песчаная и алевритовая фракции содержат кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, магнетит, гематит и гидроокислы железа, часто в виде псевдоморфоз по кубическим кристаллам пирита, редко ильменит и рутил. В незначительном количестве присутствует хлоритоид, шпинель, корунд, циркон, единичные знаки марганцевых минералов и самородного золота. Глинистая фракция, по данным термического анализа, представлена гидрослюдой, монтмориллонитом и смешаннослойными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями.

Охристо-каолиновая зона представлена глинистыми образованиями преимущественно каолинового состава. Порода имеет светло-коричневую до темно-бурой окраску. Местами отмечаются ярко окрашенные охры бурого и красно-бурого цвета. Гранулометрический анализ продуктов выветривания этой зоны показывает, что дресвяная фракция составляет 20 %, песчаная – 11 %, алевритовая – 7 % и глинистая фракция – 62 %.

Дресвяная фракция представлена кварцем, гематитом, реже обломками материнских пород. В песчаной и алевритовой фракциях преобладают обломки кварца обохренного, полевого шпата, редкие знаки серицитизированных плагиоклазов, слюды. Из тяжелых минералов преобладают магнетит, гематит, гидроокислы железа, в том числе и псевдоморфозы по пириту, циркон (гиацинт) и самородное золото. Золото характеризуется преимущественно неправильной комковидной, иногда пластинчатой формами. Частицы золота имеют размеры от 0,2 до 0,05 мм. Редкие и единичные знаки – ильменит, рутил, марганцевые минералы, хлоритоид, корунд,

шпинель. Глинистые минералы представлены, главным образом, каолинитом с некоторой примесью гидрослюды.

Наряду с остаточной корой, на площади рудного района выделяются продукты переотложенной коры выветривания в водных, наземных и озерно-болотных условиях [3]. Это, преимущественно, светло-коричневые глинистые, глинисто-щебенистые образования, представленные каолинитом и гидрослюдой с обломками гранита, гранодиорита, кварца, известняка и бурого железняка. Песчаная и алевритовая фракции содержат магнетит, гематит, окислы и гидроокислы железа и марганца, пирит. В незначительных количествах присутствует ильменит, рутил, брукит, анатаз, лейкоксен, циркон, корунд и золото. Минералы легкой фракции – кварц, полевые шпаты, редкие знаки марганцевых минералов и карбонатов. Гранулометрический состав продуктов переотложенной коры выветривания следующий: дресвяная фракция – 35 %, песчаная – 10 %, алевритовая – 7 % и глинистая фракция – 48 %. Эти образования залегают на элювиальной коре и сохранились в пределах древней поверхности. Мощность от 1 до 10 метров, в карстовых полостях до 40 метров.

Золото встречается во всех типах кор выветривания, но наибольшие концентрации приурочены к продуктам переотложенной коры. Среднее содержание золота по данным пробирного анализа составляет 1,3 г/т, а в отдельных местах – 3,7 г/т. В остаточных корах выветривания золото приурочено, главным образом, к верхней окристо-каолиновой зоне, где содержание золота колеблется от 0,1 до 2 г/т.

Литература

1. Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006.
2. Коробейников А.Ф. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005.
3. Золотоносные коры выветривания Сибири / Под ред. С.С. Сердюка – Красноярск: КНИИГиМС, 2002.

О ВТОРОСТЕПЕННЫХ МИНЕРАЛАХ КВАРЦ-АМЕТИСТОВЫХ ЖИЛ СЕЛЬБУРСКОГО АМЕТИСТОНОСНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

И.С. Оймахмадов

Научный руководитель профессор А.Р. Файзиев

Институт геологии Академии наук Республики Таджикистан, г. Душанбе, Таджикистан

На площади Сельбурского аметистоносного поля зарегистрировано более двенадцати продуктивных зон кварц-аметистовой минерализации (Центральная, Сельбур Дальний, Северная, Западная I, Западная II, Западная III, Восточная, Южная, Промежуточная, Градобойная, Бледная и Доковская).

В составе продуктивных зон наряду с кварц-аметистовой минерализацией обнаружено еще более 25 второстепенных минералов, большая часть из которых встречается в незначительных количествах [1].

Сера самородная. Находится в тесной ассоциации с рудными минералами, заполняя пустоты в них. Встречается в виде шарообразных выделений ярко-желтого цвета. Сера является вторичным минералом. Образуется в результате разложения первичных сульфидов, возможно, галенита.

Серебро самородное. Оно обычно встречается в виде единичных выделений размером до 0,05 мм. Самородное серебро в виде включений найдено в составе галенита. Иногда содержание серебра в галенитах достигает 0,09 %.

Галенит. Скопления галенита обнаруживаются в жилах, прожилках, полостях и гнездах кварц-аметистовой минерализации. Некоторые образцы, насыщенные рудными минералами, содержат местами до 25 % галенита. Галенит нередко встречается совместно с англезитом, церусситом, ковеллином, халькопиритом, арсенопиритом, каламином, марказитом, гидроокислами железа, пломбоярозитом, блеклой рудой и самородным серебром, составляя 10–15 % минерального состава образцов. Скопления галенита выполняют пустоты в кварце, форма которых обусловлена конфигурацией выполняемых пустот, – неправильная, удлиненно-призматическая, кубическая и т.д. Размер скоплений галенита различен: от микроскопического до 8–15 мм, редко наблюдаются и более крупные выделения.

Сфалерит. Образует как микроскопическую, так и разноформную макроскопическую вкрапленность. В некоторых местах кварц - аметистовых агрегатов содержание сфалерита достигает 10 % минерального состава. Иногда наблюдается преобладание сфалерита над галенитом, который встречается в виде ксеноморфных выделений с неровными слабоизвилистыми границами. Характеризуется как один из наиболее ранних минералов, который тесно ассоциирует с галенитом, марказитом и с гипергенными минералами – ковеллином и каламином.

Пирит. В кварц-аметистовых жилах встречается в виде мелкозернистых скрытокристаллических и точечных зерен. Очень редко наблюдается в виде мелкой пылевидной вкрапленности.

Халькопирит. В электромагнитной фракции содержание халькопирита по данным полуколичественного минералогического анализа составляет 1 %. В аншлифах, обогащенных рудными минералами, также содержится около 1 % халькопирита. Халькопирит наблюдается в сростании с галенитом, гипогенно замещавшим его. Границы между зернами халькопирита и галенита корродированные, неровные, а иногда окружены каемками ковеллина и гидроокислов железа. Размер скоплений халькопирита 1–1,5 мм.

Арсенопирит. Аналогично халькопириту содержание арсенопирита в образцах, обогащенных рудными минералами, составляет 1 % от общей массы. В кварц-аметистовых жилах и прожилках арсенопирит отмечается в виде редких выделений в ассоциации с марказитом и галенитом. Реже арсенопирит совместно с галенитом,

сфалеритом, халькопиритом, серебром и блеклой рудой образует вкрапленники в составе друзовидных кварцевых образований. Иногда арсенопирит образует скопления псевдопирамидального, призматического до игольчатого облика кристаллов в кварце. Размер скоплений арсенопирита от 0,2 до 1 мм.

Марказит. Принадлежит к числу характерных, но мало распространенных минералов Сельбурского аметиноносного поля. В аншлифах, обогащенных рудными минералами, содержание марказита составляет 2 %. В друзовидных кварцевых образованиях марказит образует небольшие скопления в виде копьевидных кристаллов и пластинчато - двойниковых сростков. Иногда марказит обнаруживается в сростании со сфалеритом и галенитом. Размер скоплений и агрегатов марказита составляет 1,5–2 мм.

Блеклая руда. Совместно с самородным серебром входит в состав галенита. Она образует единичные выделения размером от 0,06 до 0,3 мм. Распределена весьма неравномерно.

Ковеллин. Скопления ковеллина совместно с другими сульфидными минералами заполняют пустотки и трещинки в кварц-аметиновых жилах. Иногда тонкие каемки ковеллина окаймляют сфалерит и галенит.

Гематит. Скопления гематита наблюдаются в молочно-белом кварце и в друзах призматических кристаллов аметиноносного кварца. Гематит здесь, как правило, наблюдается в виде порошокватых и чешуйчатых агрегатов. Иногда, наряду с чешуйчатым хлоритом и глинистыми минералами, порошокватый гематит выполняет пустотки в кварцевых образованиях. Местами в основании друз фиксируется плотная корка, сложенная тонкочешуйчатым гематитом, толщина которой достигает 1 мм. Нередко скопления гематита в виде пятен, налетов и тонкочешуйчатых масс толщиной до 0,5 мм покрывают друзы призматических кристаллов аметиноносного кварца.

Лимонит. Значительные скопления лимонита обнаружены в занорышах, гнездах и трещинах жильного кварца. Лимонит в основном наблюдается в виде пористых, ноздреватых, порошоквидных и плотных агрегатов. Иногда образует примазки на стенках трещин. Часто лимонит в виде сплошных масс покрывает шетки кварц-аметиновой минерализации. Цвет и черта лимонита красноватые, редко ярко-красные.

Гидрогетит. Скопления этого минерала обнаружены на отдельных участках поверхности друз кристаллов кварца. Фиксируется он в виде натечных агрегатов, сложенных плотной массой. Цвет гидрогетита темно-бурый, блеск полуметаллический.

Кальцит. В составе кварц-аметиновых жил выделяются две генерации кальцита. Кальцит первой генерации встречается в виде серии параллельных прожилков, имеющих прямолинейные очертания. Иногда прожилки имеют различную ориентировку. Длина прожилков от 0,5–1 м до 4–5 м. Наблюдаются также многочисленные мелкие прожилки (0,5–8 см) самой различной ориентировки. Агрегаты кальцита I средне – крупнозернистые, плотные с размерами зерен от 0,9 до 4 мм. Встречаются и пятнистые выделения кальцита I. Минерал темноокрашенный полупрозрачный. Кальцит второй генерации встречается в виде самых причудливых выделений в пустотах и гнездах кварца шестой генерации. Эта генерация кальцита распознается, в первую очередь, по пластинчатым формам агрегатов и призматическим кристаллам. Иногда в полостях кальцит II образует корки, сложенные ромбоэдрическими кристаллами. Пластинчатые выделения кальцита II встречаются преимущественно на гранях параллельно – шестоватых агрегатов кварца IV генерации, которые частично заполняют центральную часть гнезд. Размер кристаллов кальцита II весьма разнообразен – от 0,5×2 см до 3×6 см. Кальцит II водяно-прозрачный, иногда желтоватый со стекляннным блеском.

Сидерит принадлежит к числу характерных и широко распространенных карбонатных минералов зон кварц-аметиновой минерализации. Сидерит встречается обычно в виде примазок, порошокватых и микро-мелкозернистых скоплений. Иногда он образует кристаллы скаленоэдрического габитуса. Цвет сидерита желтоватый и серый, блеск стекляннный.

Анкерит. В основном анкерит наблюдается в виде порошоквидных и плотных агрегатов, корки которых покрывают шетки аметиноносного серого кварца. Иногда плотные корки анкерита ассоциируют с темно-красными и темно-буроватыми скоплениями гидроокислов железа. Фиксируются также мелкозернистые агрегаты анкерита.

Малахит. Малахит в ничтожных количествах встречается в виде корочек и земляных агрегатов. Иногда в мелкозернистых молочно-белых кварцевых жилах встречаются мелкие прожилки малахита толщиной 0,3...2 мм и протяженностью до 0,5–1 м.

Церуссит относится к числу редких минералов Сельбурского аметиноносного поля. В продуктивных кварц-аметиновых зонах церуссит наблюдается в виде мелких неправильных выделений и порошокватых масс темного цвета.

Ярозит также является одним из редко встречающихся минералов кварц-аметиновых тел. Ярозит встречается обычно в виде сплошных земляных скоплений. Иногда он образует корочки на кварцевых образованиях. Нередко ярозит наблюдается в виде присыпок из порошокватых масс охристо-желтого цвета на гранях призматических кристаллов аметиста.

Англезит. Наряду с церусситом он выполняет ячеисто-перегородчатые пустоты в кварцевых образованиях. Встречается в виде темноокрашенных порошокватых масс.

Плумбоярозит. Образование плумбоярозита связано с конечной стадией гипергенного преобразования галенита. Он обычно выполняет многочисленные пустоты и наблюдается в виде порошокватых масс. Цвет минерала буровато-желтый.

Скородит. Очень редкий минерал кварц-аметиновых зон. Встречается он в виде натечных агрегатов. Образование скородита связано с гипергенным изменением арсенопирита. Иногда минерал образует земляные массы в кварцевых образованиях.

Диккит. Он покрывает кристаллы кварца коркой мощностью до 1 мм.

Каламин является одним из существенных вторичных минералов Сельбурского аметистоносного поля. В образцах, насыщенных рудными минералами (по данным полуколичественного минералогического анализа), содержание каламина достигает 30 %, а в аншлифах до 2–5 %. Образуется каламин за счет гипергенного замещения сфалерита. Фиксируется в пустотах, заполняя их. Образует радиально-лучистые скопления. Иногда наблюдаются призматические и таблитчатые кристаллики каламина. Минерал бесцветный, полупрозрачный и реже окрашен в желтовато-бурый цвет за счет гидроокислов железа. Местами каламин находится в сростании с галенитом.

Хлорит среди кварц-аметистовых жил имеет незначительное распространение. Он обычно образует налеты, примазки, чешуйки и радиально-лучистые агрегаты. Хлорит иногда наблюдается в субстратах друз кристификационно-полосчатых образований кварца.

Гидроокислы железа. По данным полуколичественного минералогического анализа в электромагнитной фракции содержание гидроокислов железа составляет до 5 %. Гидроокислы железа в основном заполняют микро-трещинки, плоскости скола и пустотки в продуктивных кварц - аметистовых зонах. Иногда наблюдаются в виде плотных корок на поверхности друз кристаллов кварца. Цвет – желтовато-бурый и редко коричневатого-бурый.

Гидроокислы марганца встречаются в виде убогих скоплений в трещинках и пустотах кварц-аметистовых тел. Агрегаты – землистые и в виде налетов. Иногда наблюдаются дендриты гидроокислов марганца, образовавшиеся в результате быстрого роста вещества по некоторым направлениям. Поверхности некоторых кварц-аметистовых друз покрываются тонкими корочками или налетами гидроокислов марганца.

Литература

1. Оймахмадов И.С. Минералогические особенности и термобарогеохимические условия формирования Сельбурского аметистоносного поля (Южный Тянь-Шань) // Доклады АН РТ. – Душанбе. – 2003. – Том XLVI. – № 7 – 8. – С. 58–65.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК И МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

Г.Н. Патрушева, А.А. Цыганков

Научный руководитель профессор А.А. Цыганков
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Характерной особенностью гранитоидов, принадлежащих к разным геохимическим типам, является широкое распространение в них мафических микрогранулярных включений (mafic microgranular enclaves – ММЕ), а также нередко встречающиеся комбинированные (базит-аплитовые, базит-кварцевосиенитовые) дайки. Те и другие рассматриваются многими авторами как свидетельство одновременного внедрения мантийной базальтовой магмы и кислого расплава, источники которого могут быть различны. Важно отметить, что установление факта синхронности внедрения базитовых и салических магм является, по сути, главным геологическим аргументом, поддерживающим представления о важной, а порой и решающей роли мантийного магматизма в петрогенезисе гранитоидов.

Нами получены новые геологические, минералого-петрографические и геохимические данные по ММЕ, а также детально изучена минералогия комбинированной дайки, прорывающей позднепалеозойские кварцевые монцитоны, включаемые обычно в состав Ангаро-Витимского батолита.

Меланократовые включения изучены нами на примере позднепалеозойского Бургасского массива (хр. Улан-Бургасы, Западное Забайкалье), где они встречаются повсеместно, количество их варьирует от 7–10 включений на м² до 15–30, однако в большинстве случаев включения составляют 15 штук на м². Геологическое строение массива, характер распределения включений, их морфологические, петрографические и отчасти минералогические особенности рассмотрены ранее [1, 4].

Изученная нами комбинированная дайка прорывает кварцевые монцитоны, близкие по составу к датированным ранее [4] монцитонам Хасуртинского плутона (284 Ма), расположенного в нескольких десятках км к юго-востоку от рассматриваемого участка. Видимая мощность дайки 9 метров, падение примерно 45° на юго-запад. Не менее 80 % объема дайки сложено базитовым материалом (SiO₂ от 52,5 до 54,4, Na₂O+K₂O до 9 мас. %), образующим пиллоуподобные, овальные, округлые «глобулы», часто пронизанные тонкими аплитовыми жилками, переходящими в цементирующую аплитовую массу (SiO₂ – 70,1, Na₂O+K₂O – 10 мас. %). Контакты дайки с вмещающими кварцевыми монцитонитами резкие. В самих кварцевых монцитонитах изредка встречаются округлые меланократовые включения, очень похожие на ксенолиты, размером от первых сантиметров до 20–30 см в поперечнике. Их валовой состав оказался практически идентичен базитовой составляющей комбинированной дайки (SiO₂ от 53 до 56,3, Na₂O+K₂O 8–8,4 мас. %).

Таким образом, базиты, обладающие геологическими признаками одновременного внедрения с салической магмой, представлены тремя разновидностями: 1) ММЕ в Бургасском массиве; 2) комбинированной дайкой; 3) меланократовыми «ксенолитами» в кварцевых монцитонитах.

Среди мафических микрогранулярных включений отчетливо выделяется два крайних петрографических типа, связанных переходными разновидностями: 1) серые мелкозернистые амфибол - плагиоклазовые породы, нередко порфирированные (плагиоклаз или калиевый полевой шпат), с гипидиоморфнозернистой микроструктурой; 2) бурые тонкозернистые, также иногда порфирированные, включения с долеритоподобной микроструктурой. Базитовая часть комбинированной дайки представлена средне- мелкозернистыми породами,

сложенными плагиоклазом, амфиболом, идиоморфным пироксеном (до 4 об. %) и интерстициальным калиевым полевым шпатом. Ксенолиты от дайки отличаются пониженным содержанием пироксена (единичные зерна) и наличием порфиридных вкрапленников (размером до 1,5 мм) калиевого полевого шпата.

Состав исследуемых базитов варьирует от габбро-монцонитов до кварцевых сиенитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 53 до 61,5 мас. %. Породы характеризуются повышенной щелочностью – до 11,3 мас. %. Наиболее широкими вариациями состава обладают меланократовые включения (SiO_2 54–60 мас. %), тогда как остальные породы имеют более выдержанный состав, отвечающий монцонитам.

На мультиэлементной диаграмме базиты, в целом, сходны с внутриконтинентальными базальтами, это выражается в обогащенности их крупноионными элементами относительно высокозаряженных, при более высоких концентрациях LILE в дайке и меланократовых «ксенолитах» по сравнению с континентальными базальтами. Кроме того, все разновидности исследуемых пород имеют резкий ниобиевый минимум, что вероятно связано с интенсивной коровой контаминацией исходного расплава, тогда как максимум по свинцу наблюдается только в мафических включениях (ММЕ), что свидетельствует о «водонасыщенном» плавлении мантийного источника и интенсивной коровой контаминации исходного расплава.

Основными породообразующими минералами исследуемых базитов являются плагиоклаз, биотит и амфибол, к которым может добавляться калиевый полевой шпат, пироксен и кварц. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, ильменитом, марганцево-ильменитом и цирконом.

Плагиоклаз представлен вытянутыми кристаллами с четко выраженными полисинтетическими двойниками. Размер зерна варьирует от 0,5 до 1,5–2,5 мм. Многие зерна обладают зональным строением, – $\approx 10\%$ от общего количества плагиоклаза в породе. В некоторых случаях, возможно, имеет место обратная зональность. Часто кристаллы плагиоклаза окружены широкой каймой пертитового щелочного полевого шпата, причем плагиоклаз в таких сложнзональных образованиях имеет собственную зональность. Иногда плагиоклаз содержит включения рудного минерала (магнетита) и мелких вытянутых кристалликов апатита. Вторичные изменения плагиоклаза выражаются в сосюритизации, которой подвержены центральные части зональных кристаллов. Некоторые зерна замещены практически полностью, но в целом степень вторичных изменений невысокая. Состав плагиоклаза варьирует от альбита до битовнита (75,4 % An). В мафических микрогранулярных включениях последний слагает трещиноватые резорбированные ядра зональных кристаллов, окруженные кислой каймой (22–25,2 % An). В ксенолитах и дайках также присутствуют зональные плагиоклазы с резорбированными ядрами, но их состав менее основной (лабрадор). Кроме того, в мафических включениях и дайке встречаются крупные слабо зональные кристаллы (зональность роста), состоящие из основного ядра (48–52 % An) и олигоклазовой каймы (19–35 % An). В ксенолитах такие вкрапленники отсутствуют. Мелкие идиоморфные зерна основной массы – наиболее распространенная разновидность плагиоклаза, во всех рассматриваемых породах отвечает олигоклазу (22–27 % An) [2, 3].

Щелочной полевой шпат присутствует как в основной массе, так и в виде порфиридных вкрапленников, имеющих пертитовое строение. Количество вкрапленников невелико (10 об. %), их размеры варьируют от 3–4 до 7–8 мм, иногда более. Часто вкрапленники содержат включения биотита, размером 0,2–0,4 мм, и мелкие включения магнетита. В основной массе пертитовый щелочной полевой шпат образует неправильные интерстициальные, реже изометричные ксеноморфные выделения, размеры которых в основном не превышают 1,5 мм. Калиевый полевой шпат во включениях представлен крупными порфиридными выделениями (до 15 мм в длину) с пятнисто-пертитовой внутренней структурой и множеством включений породообразующих минералов. Калиевый полевой шпат из ксенолитов и из дайки также имеет пертитовое строение с незакономерным расположением пертитовых вростков. Плагиоклазовая фаза пертитов во всех базитовых разновидностях, содержит 21–23 % анортитового компонента. Кроме того, калиевая фаза щелочных полевых шпатов из ксенолитов и дайки содержит до 2,5 % бария, тогда как в калиевом полевым шпате включений барий отсутствует.

Моноклинный пироксен характерен для пород включений и комбинированной дайки, реже встречается в ксенолитах. По составу пироксен включений отвечает салиту, пироксен ксенолитов и дайки – диопсиду. Кроме этого необходимо добавить, что пироксен в породах имеет две морфологические разновидности: мелкие идиоморфные кристаллы и неправильной формы реликты в магнезиальной роговой обманке, которые, несмотря на это, не различаются по составу.

Амфибол является одним из породообразующих минералов. Во включениях он представлен тремя разновидностями: амфиболом, кристаллизующимся из расплава; амфиболом, замещающим пироксен, и вторичным актинолитом, развивающимся по двум первым типам. Псевдоморфоза амфибола содержит фтора до 0,6 мас. %, тогда как в остальных разновидностях фтор отсутствует. Состав амфиболов из мафических включений (ММЕ) варьирует от актинолита до магнезиальной роговой обманки. Амфибол из дайки и ксенолитов по составу отвечает актинолиту и магнезиальной роговой обманке, фтор в минерале отсутствует.

Биотит исследуемых базитов, имеет две морфологические разновидности: первично магматический биотит, агрегат мелкочешуйчатого вторичного биотита, последний встречается редко. Несмотря на морфологию, весь биотит относится к одному изоморфному типу – флогопит-анниту, тем не менее, по содержанию титана и железистости они различаются. Биотиты дайки и ксенолитов имеют широкие вариации по титану (0,3–0,65), а по Fe/ (Fe+Mg)-отношению практически не различаются, в мафических включениях – наоборот.

Таким образом, морфологические особенности исследуемых пород, их химический состав, морфология и состав породообразующих минералов – все это указывает на их единое магматическое происхождение, и позволяет рассматривать их в качестве продуктов кристаллизации базитового расплава, внедрявшегося одновременно с салической магмой.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Сибирь (08-05-98017), РФФИ-МНТИ (06-05-72007).

Литература

1. Патрушева Г.Н., Цыганков А.А. Минералогические особенности меланократовых включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. – Улан-Удэ. – 2008. – С. 286–289.
2. Попов В. С. Смещение магм - важный петрогенетический процесс // Записки ВМО. – Вып. 1. – Ч. СХІІІ. – 1984. – С. 229–236.
3. Цыганков А.А., Патрушева Г.Н. Меланократовые включения в кварцевых сиенитах Бургасской интрузии: состав, условия образования // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Вып. 6. – Томск: Изд-во ТГУ, 2007. – С. 153–159.
4. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н. Г. И др. Источники магм и этапы становления позднеполеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 156–180.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАЛЬЦИТА И ДОЛОМИТА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ДАЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

А.Р. Садрлиманов

Научный руководитель доцент В.Г. Изотов

Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Дачное нефтяное месторождение Республики Татарстан было открыто в 1978 г. и введено в разработку в 1980 г. В тектоническом отношении месторождение приурочено к Ульяновской структурной зоне западного склона Южно-Татарского свода [1].

Основные промышленные горизонты данного месторождения связаны с карбонатными отложениями различного возраста: верейского, башкирского среднего карбона, тульского, бобриковского, турнейского нижнего карбона и кыновского горизонта верхнего девона.

Дачное месторождение неоднородное, оно состоит из многочисленных залежей. На сегодняшний день введено в разработку 43 залежи нефти [1]. Эти залежи контролируются 9 локальными поднятиями: Загонным, Дачным, Светлогорским, Красно-Ключевским, Кутеминским, Ново-Кадеевским, Ясакским, Сухомским, Гривенским и Южно-Ульяновским [1]. По типу залежи нефти можно отнести к пластово-сводовым и массивным.

Коллекторы отложений кыновского, тульского и бобриковского горизонтов сложены песчано-алевролитовыми породами, турнейского, башкирского и верейского возрастов – преимущественно известняками нескольких структурно-генетических разностей с прослоями доломитов. Известняки характеризуются микро- и макротрещиноватостью хаотичного и субвертикального направления, которая является основной флюидопроводящей системой.

С целью детальной характеристики особенностей распределения основных карбонатных минералов кальцита и доломита детально был изучен керн двух скважин: скв. 3720 в интервале глубин 1185,0–1229,0 м и скв. 3689 в интервале глубин 1037,0–1067 м.

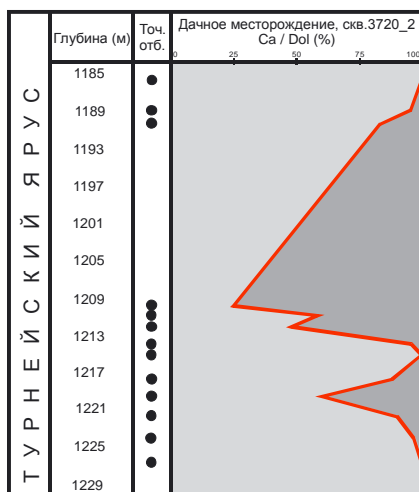


Рис. 1. График распределения кальцита и доломита по разрезу скв. 3720

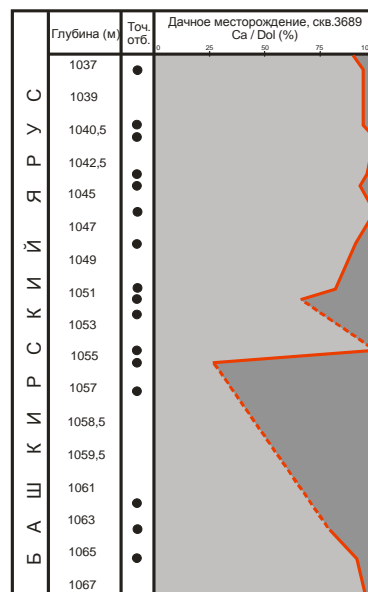


Рис. 2. График распределения кальцита и доломита по разрезу скв. 3689

Разрез скважины 3689 представляет породы башкирского яруса – известняки доломитизированные светло-серые. Породы насыщены битумоидами, выделения которых изменяются от мелких точечных до пятнистых форм.

Вторая изученная скважина 3720 характеризует отложения турнейского яруса. Породы – известняки мелкозернистые, вертикально-трещиноватые, зеленовато-серые с неравномерным насыщением битумоидами.

Основной метод исследования – рентгенодифрактометрический. Были изготовлены неориентированные препараты с типичных участков. Исследования проводились на автоматизированном рентгеновском дифрактометре ДРОН-3М в шаговом режиме сканирования. Интервалы съемок образцов с 24 до 34⁰2θ. В этом интервале кальцит характеризуется основными рефлексами с межплоскостными расстояниями 3,83 и 3,04–3,02 Å, доломит – 2,88 Å. Изучение площадей основных рефлексов кальцита и доломита с использованием программы расчета соотношения этих минералов с использованием пересчетных коэффициентов позволило сделать следующие выводы.

По разрезу скв. 3720, в интервале 1185,0–1229,0 м, с глубиной отмечается резкое снижение содержания кальцита и увеличение доли доломита. Максимальное количество доломита соответствует глубине 1209,0 м (рис. 1). Ниже по разрезу скважины доля доломита резко уменьшается и начинает преобладать кальцит. Необходимо отметить резкое выклинивание доломита с глубиной, и в низах изученной скважины доломит практически отсутствует.

В скв. 3689 породы башкирского яруса также характеризуются неоднородным распределением кальцита и доломита (рис. 2). Максимальное содержание доломита отмечено на глубинах 1051,0 м и 1055,0 м. С увеличением глубины доля доломита также уменьшается и на глубине 1067,0 м составляет 10 %.

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы. По разрезу изученных скважин башкирского и турнейского ярусов выделяются микроритмы, связанные с увеличением доли доломита и уменьшением кальцитовой составляющей пород-известняков. Соотношение кальцита и доломита необходимо рассматривать как палеоклиматический индикатор, характеризующий соленость палеобассейнов и условия образования пород.

Литература

1. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений. – Том II. – Казань: Изд-во ФЭН, 2007. – 521 с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

О.Н. Сайчук

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Объектом изучения являются кимберлитовые породы из кимберлитовых трубок Дюкенского и Ары-Мастахского полей, расположенных в северо-западной части республики Саха (Якутия). Цель исследования заключается в выявлении петрохимических особенностей кимберлитовых пород. В работе использовался материал, полученный при прохождении первой производственной практики в ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Мирный) в 2006 г., а также при выполнении хозяйственных работ по теме «Петрографо-минералогические описания и диагностика коллекций пород кимберлитового ряда» с ФГУП «СНИИГТиМС» (г. Новосибирск) (2007–08 гг.).

Изучаемые породы кимберлитовых трубок Ары-Мастахского поля представлены кимберлитами и альнеитами, а Дюкенского поля – кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями, а также метасоматитами по кимберлитам. Подобные породы широко развиты и изучались в других алмазоносных районах Якутии [1].

Петрохимические исследования кимберлитовых пород на изучаемых полях проводились с использованием бинарных диаграмм «SiO₂–CaO», «Al₂O₃–CaO», «(SiO₂/MgO)–(MgO/FeO*)» и «(Al₂O₃+Na₂O+K₂O)–(MgO/FeO*)» (рис.). Анализ этих диаграмм позволяет установить различия химического состава кимберлитовых пород из изученных полей.

На диаграмме «SiO₂–CaO» фигуративные точки имеют отчетливое линейное распределение. Кимберлиты Ары-Мастахского поля отличаются максимальными содержаниями SiO₂ и минимальными CaO (рис., а). При этом, альнеиты, тесно ассоциирующие с кимберлитами, отличаются незначительным возрастанием CaO и уменьшением SiO₂. Кимберлиты и альнеиты характеризуются значительными содержаниями Al₂O₃ и минимальными концентрациями Ni (рис., б). На обеих диаграммах фигуративные точки этих пород образуют обособленную область концентрации.

Область концентрации фигуративных точек кимберлитовых пород Дюкенского поля частично перекрывается с Ары-Мастахским. Для них отмечается отчетливая тенденция увеличения содержания CaO и уменьшения SiO₂. Они также отличаются низкими содержаниями Al₂O₃ и значительными вариациями Ni. При этом кимберлиты, кимберлитовые и автолитовые брекчии не обнаруживают между собой каких-либо существенных различий, их фигуративные точки перекрываются. Следует отметить, что в метасоматически измененных кимберлитах существенно возрастает содержание Al₂O₃.

Таким образом, выявленные петрохимические отличия кимберлитовых пород в изученных полях развития, вероятно, отражают их специфику образования, обусловленную процессами дифференциации мантийных источников. Сопоставление фигуративных точек исследуемых пород на диаграммах «(SiO₂/MgO)–

(MgO/FeO^*)» и « $(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)-(MgO/FeO^*)$ » (рис., в, г) с полями развития кимберлитовых пород из других районов Якутии показало, что они по своему составу отвечают кимпикритам и альпикритам [2].

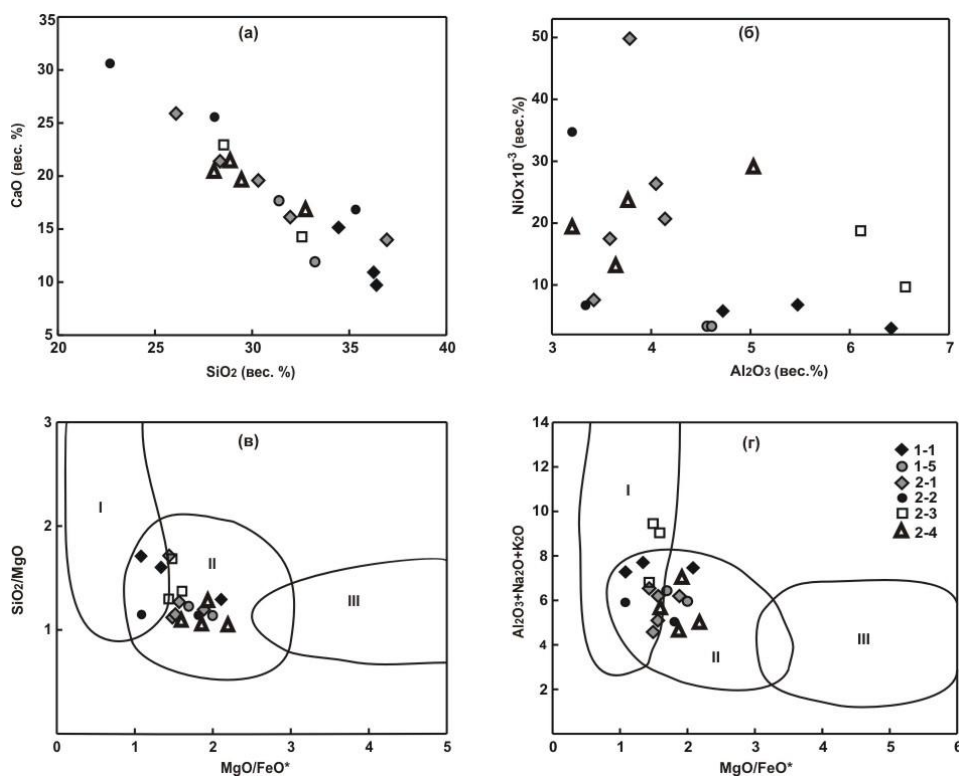


Рис. Положение фигуративных точек кимберлитовых пород на бинарных диаграммах: « SiO_2-CaO », « Al_2O_3-CaO », « $(SiO_2/MgO)-(MgO/FeO^*)$ » и « $(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)-(MgO/FeO^*)$ ». 1-1-1-5 Ары-Мастахское поле: 1-1 – кимберлиты, 1-5 – альнеиты; 2-1-2-4 – Дюкенское поле: 2-1 – кимберлиты, 2-2 – кимберлитовые брекчии, 2-3 – апокимберлитовые метасоматиты, 2-4 – автолитовые кимберлитовые брекчии.

Поля кимберлитов: I – альпикритов, II – кимпикритов, III – алмазоносных кимберлитов [2]. FeO^* – суммарное железо

Литература

1. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В.П. Корнилова, К.Н. Никишов, В.В. Ковальский, Г.В. Зольников. – М.: Наука, 1983. – 161 с.
2. Лапин А. В., Толстов А. В., Василенко В. Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия. – 2007. – № 12. – С. 1292–1304.

ПРОЦЕССЫ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В УЛЬТРАМАФИТАХ АТЛЯНСКОГО ПОЛИГОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) Е.Ю. Сидорова

Научный руководитель доцент В.С. Полянин
Казанский государственный университет им.В.И.Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Атлянский полигон находится в южной части Уральских гор вблизи города Миасс (в районе поселков Атлян, Верхний Атлян и Козловский).

Ультраосновные породы Атлянского полигона слагают три массива, принадлежащих к кемпирсайскому интрузивному комплексу (поздний ордовик). Массивы располагаются в восточной, северо-западной и центральной частях полигона. Ориентированы они в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Массивы падают на юго-восток, восток под углами 35–80°. Они представляют собой пластинообразные тела. Массивы сложены серпентинитами и тальк-карбонатными породами.

Первый массив располагается в центральной части Атлянского полигона. Он контролируется разрывом, разделяющим отложения зилаирской и березовской свит. Зилаирская свита сложена терригенными породами контрастного состава: песчаниками, алевролитами, гравелитами, березовская свита представлена различными по окраске кварцитами мелкозернистыми тонкослоистыми и трещиноватыми. Массив в плане характеризуется сложной, древовидной формой и субмеридиональным простиранием. Его длина составляет 7,5 км, максимальная

ширина 1,6 км. Центральную часть данного массива прорывает интрузия гранитов атланского комплекса, сформированного в средне- и позднекаменноугольную эпоху.

Второй массив («Труба»), расположенный в восточной части территории, также имеет субмеридиональное простирание. Он представляет собой линзовидное тело вытянутой формы. Его размеры составляют 100–200 м (ширина) и 10,5 км (длина). Массив маркирует разрывное нарушение, разделяющее породы круглогорской (силур) и поляковской (ордовик) свит.

Третий массив (Сыростанский) находится на северо-западе полигона и имеет северо-восточное простирание. В плане тело имеет серповидную форму. Длина массива достигает 4,5 км, а ширина 375 м. Массив сложен тальк-карбонатными породами и серпентинитами.

Автором из коренных выходов пород массивов были отобраны образцы, представляющие основные разновидности ультрамафитов, из которых были изготовлены и изучены петрографические шлифы.

Основным процессом изменения изучаемых массивов ультрамафитов является серпентинизация. В меньшей степени ультрамафиты подвержены оталькованию, карбонатизации и хлоритизации.

Среди серпентинитов по первичному составу выделяются серпентиниты по дунитам, ортопироксеносодержащим дунитам, ортопироксеновым дунитам и гарцбургитам.

Аподунитовые серпентиниты характеризуются отсутствием в них бастита (псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену). Они пользуются наибольшим распространением среди ультрамафитов. Характеризуются они развитием спутанно-волоконистой, параллельно-волоконистой, игольчатой, чешуйчатой структур. Текстура аподунитовых серпентинитов в основном массивная с элементами пятнистой и сетчатой.

Серпентиниты по ортопироксеносодержащим дунитам содержат небольшое количество бастита (до 5 %). По минеральному составу они хризотилловые, антигоритовые и смешанные. Структура пород спутанно-волоконистая, игольчатая. Текстура – массивная, пятнистая.

Серпентиниты по ортопироксеновым дунитам содержат от 5 до 15 % бастита. Размеры зерен от 1×1,5 мм до 1,5×1,8 мм. Зерна бастита содержат включения магнетита.

Апогарцбургитовые серпентиниты определяются наличием в их составе зерен бастита в количестве более 15 %.

По минеральному составу среди серпентинитов выделяются лизардитовые, хризотилловые, антигоритовые и серпентиниты смешанного состава [2].

Хризотилловые серпентиниты сложены породообразующим хризотилом и хризотил-асбестом. В хризотилловом серпентините преобладают спутанно-волоконистая и параллельно-волоконистая структуры. Хризотил-асбест образует прожилки мощностью от сотых долей до 2,2 мм. Прожилки следуют параллельно друг другу или образуют сетку.

Антигоритовые серпентиниты преимущественно имеют беспорядочно-игольчатую структуру, отмечаются радиально-лучистые скопления. Листы и иголки антигорита имеют различные размеры (от 0,001 мм до 0,4 мм).

Серпентиниты смешанного состава представлены антигорит-хризотилловыми серпентинитами. В них часто отмечаются включения зерен кальцита (до 40 %).

Процессы оталькования и карбонатизации являются процессами постсерпентиновыми. Тальк-карбонатные породы имеют гранолепидобластовую и лепидогранобластовую структуру. Гранобласты представлены зернами кальцита, погруженными в агрегат талька. Содержание магнетита в тальк-карбонатных породах составляет около 5 %. Кальцит распространен в виде изометричных зерен размером до 2,2×1 мм, а также вместе с серпентином слагает спутанно-волоконистые и мелкозернистые массы. Иногда он образует скопления и маломощные прожилки. Кроме того, кальцит в виде тонких прожилков (длиной до 2 мм и шириной до 0,02 мм) и бесформенных масс заполняет пространство между иголками антигорита.

Рудные минералы представлены первичными хромшпинелидами и вторичным магнетитом. Размеры зерен хромшпинелидов от 0,05 мм до 0,8 мм. Одни зерна сохраняют первичную огранку, другие подвергаются вторичным изменениям.

Магнетит содержится во всех разновидностях ультрамафитов в количестве от долей до 10 %. Размер зерен магнетита изменяется от пылеватых до 3 мм. Иногда он образует включения в бастите. Магнетит обычно рассеян в породе, иногда образует скопления в виде прожилков и гнезд.

В распределении серпентинитов, различных по минеральному составу и составу исходных пород, выявлены некоторые закономерности. Так, аподунитовые серпентиниты слагают краевые части Центрального массива, серпентиниты по ортопироксеносодержащим дунитам наиболее развиты в приосевой части Центрального массива, а также в западной части Сыростанского массива, сложенного в основном тальк-карбонатными породами. Серпентиниты по ортопироксеновым дунитам распространены в западной части Центрального массива.

Наиболее распространенные среди серпентинитов разновидности смешанного антигорит-хризотилового состава слагают центральную часть Центрального массива. Хризотилловые серпентиниты слагают западную часть Сыростанского массива, восточную Центрального и южную часть массива «Труба». Антигоритовые серпентиниты слагают северную часть Сыростанского и Центрального массивов.

На основе анализа данных, характеризующих минеральный состав, структурно-текстурные особенности, закономерности распределения серпентинитов, процесс серпентинизации подразделен на три стадии (лизардитизации, хризотилизации, антигоритизации), последовательно сменявшие друг друга. Процессы хризотилизации и антигоритизации проявляются слабо или не проявляются вовсе, лизардитизация же фиксируется во всех массивах, но вследствие наложения более поздних процессов, особенно антигоритизации, признаки ее могут быть полностью уничтожены.

Антигоритизация, подобно хризотилизации, наблюдается в краевых частях массивов ультраосновных пород вблизи ослабленных приконтактных зон. Главным фактором проявления антигоритизации является повышение температуры: антигорит обычно тяготеет к контактам с дайками и интрузиями, то есть к участкам, где имело место разогревание серпентинитов с потерей некоторого количества воды [1].

Общая последовательность образования минералов в процессе метаморфизма ультрамафитов Атлянского полигона имеет следующий вид: оливин + ортопироксен + хромшпинель → лизардит + магнетит → хризотил + магнетит → антигорит + магнетит → тальк + карбонат.

Литература

1. Наконник Н.И., Василевский М.М. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 82–94.
2. Татаринов П.М., Артемов В.Р. Месторождения хризотил-асбеста СССР. – М.: Недра, 1967. – С. 412–422.

СТРУКТУРНЫЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.В. Снегирев¹

Научный руководитель старший научный сотрудник В.А. Епифанов²

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

Поиски алмазов на территории юго-западной части Сибирской платформы с переменным успехом и интенсивностью проводятся с 30-х годов прошлого столетия. Открытие в середине 50-х годов XX века в Якутии коренных месторождений алмазов привело к концентрации основных объемов поисковых работ на ее территории. И в дальнейшем на изучение рассматриваемого региона выделялось не более 4 % от общих ассигнований по отрасли «Алмазы». В результате этого до сих пор перспективы алмазоносных территорий юго-западной части Сибирской платформы (Тунгусская алмазоносная субпровинция) остаются реально не оцененными [3].

При этом, большие пространства Тунгусской алмазоносной субпровинции (ТАС) закрыты терригенно-вулканогенными отложениями перми, триаса и юры, что для источников алмазов более древнего возраста резко ухудшает поисковую обстановку. В такой ситуации при прогнозировании коренных источников россыпных алмазов резко возрастает роль исследования особенностей глубинного и структурно-тектонического приповерхностного строения региона. Эта задача решалась в 2008 г. в ходе выполнения тематических исследований ФГУП «СНИИГГиМС» (В.А. Епифанов, Л.В. Гесс, О.В. Снегирев).

Нами было выделено и оконтурено 43 площади компактного размещения находок россыпных алмазов, коренные источники которых до сих пор не выявлены. К настоящему времени в регионе уже обнаружены кимберлитовые породы, масштабы рудоносности и локализация которых не позволяют связывать с ними россыпи. Кроме того, выполненное специалистами-минералогами изучение ассоциаций минералов-спутников и морфологии алмазов указывает на присутствие в регионе нескольких типов источников алмазов. В этой связи нами решалась задача сопоставления структурно-тектонического и минералогического районирования алмазоносных площадей.

Тунгусская алмазоносная субпровинция в региональном плане контролируется узлом пересечения Транссибирского и Трансазиатского линеаментов, выделенных В.И. Драгуновым [1]. Как следует из сводных геофизических построений [2], наличие этих структур проявляется уже в низах верхней мантии в строении рельефа «поверхности 660», и далее прослеживается (с разной степенью выраженности) на всех уровнях геосферы, вплоть до земной поверхности. В западной части субпровинции вдоль широты 64° с.ш. отметим существование «мантийного хребта» («корни» Транссибирского линеамента), который оканчивается в зоне Трансазиатского линеамента по меридиану 102–103° в.д. Алмазоносные площади севернее 64° с.ш. отсутствуют. Морфология поднятой и опущенной частей поверхности «660» указывает на существование субширотного и северо-западного направлений глубинных дислокаций. На уровне поверхностей «410–660» в строении мантии выявляются признаки блоковой структуры, определяемой как диагональной, так и ортогональной системой линейных зон. Блоковое ее строение в земной коре находит отражение в составе, строении и гипсометрическом положении фундамента Сибирской платформы и, по-видимому, Сибирской плиты. Размещение алмазоносных площадей ТАС находится в заметной связи с мантийным рельефом этого уровня и его диагональными дислокациями. Различие в строении западной и восточной частей субпровинции обуславливает и различия в характере расположения приуроченных к ним алмазоносных объектов.

Толщина мантийного слоя 410–660 также четко соотносится с границей по 64° с.ш., севернее которой толщина слоя имеет меньшие значения. К югу от границы располагаются два куполоподобных раздува мантии, по периферии которых заметно концентрируются северные поля западной части ТАС и группа западных полей ее восточной части. Около 1/3 площадей «привязаны» к изолинии мощности слоя 235 км, 2/3 приурочены к изолиниям 230–240 км, а все 100 % площадей спроецированы на дневную поверхность над толщиной слоя в интервале 218–258 км. При этом, наблюдается линейное размещение алмазоносных объектов, которые в основном контролируются системой диагональных зон и участками их пересечений с широтными зонами.

На литосферном уровне структурно-тектонический контроль алмазоносных площадей ТАС в целом проявлен хорошо, однако не во всех случаях выражен отчетливо. Структурная организация территории на

уровнях подошвы литосферы и подошвы земной коры имеет ясные признаки последовательной унаследованности от глубоких горизонтов мантии. Совокупный их анализ позволяет ряд объектов Тунгусской алмазоносной субпровинции сопоставить с районами Архангельской алмазоносной субпровинции (ААС). При этом, кимберлит-лампроитовая магматическая специализация роднит Присаянский алмазоносный район с объектами ААС, что позволяет его сопоставление с Зимнебережным районом считать приемлемым. Учитывая резко преобладающий додекаэдрический облик россыпных алмазов на Нижнеерминской площади (в чем он подобен особенностям морфологии алмазов Присаянского района), Еремаканский и Ербогаченский районы также могут быть отнесены к территориям проявления алмазоносного магматизма лампроитового типа.

В размещении алмазоносных объектов ТАС относительно строения кровли фундамента тоже устанавливается наличие конкретных закономерностей. В частности, наиболее богатые россыпными алмазами области западной части ТАС приурочены к зонам сочленения опущенных и поднятых блоков фундамента: Байкитская – к зоне перехода от одноименного поднятия к опущенному Курейскому блоку, а Присаяно-Ангарская – к изгибу Ангаро-Ленского стабильного блока в сторону Присаяно-Енисейского опущенного блока. На востоке региона алмазоносные объекты тяготеют к поднятому Непскому блоку.

Все алмазоносные области ТАС располагаются в контурах надпорядковых структур осадочного чехла и тяготеют к их краевым частям. В пределах областей районы размещаются в зонах сочленения как надпорядковых структур, так и структур I порядка. Однако это не вполне соблюдается для Нижнетунгусской области, где два (из четырех) района удалены от зоны сочленения Курейской синеклизы и Непско-Ботубинской антеклизы, но находятся в местах сближенного расположения пликативных структур II порядка. В целом для западной и восточной частей субпровинции принцип контроля алмазоносных объектов в структурах осадочного чехла различен (граница раздела проходит между 104–105° в.д.). На западе тектонический контроль осуществляется границами пликативных положительных структур II и III порядков, а на востоке субпровинции – зонами глубинных корово-мантийных разломов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, реже – разломов северо-западного направления. Зоны этих глубинных разломов являются структурными элементами Трансзиатского линеамента, выраженного в осадочном чехле Байкало-Таймырской шовной зоной.

Итак, на каждом из рассмотренных нами глубинных срезов структурный план территории ТАС изменяется, но изменяется последовательно, следуя закономерностям хода структурирования геосферы и наследуя часть элементов строения предыдущего глубинного среза. Поэтому, на каждом глубинном уровне между размещением алмазоносных объектов и структурами выявляются достаточно конкретные (хотя и не всегда отчетливо проявленные) пространственные связи. В целом, такую связь можно назвать «правилом сочленения», т.к. в основном объекты тяготеют к краевым частям (зонам) структурных элементов.

Минералогия алмаза и его спутников – обширная, многогранная, глубоко проработанная область знаний алмазной геологии. Однако знания основываются на изучении фактического материала. А в этом плане Тунгусская субпровинция в целом является самым слабо изученным алмазоносным регионом России. Территория ТАС характеризуется резко различной степенью минералогической изученности, на фоне которой отдельные регионы резко проигрывают другим. По типоморфным особенностям алмазов специалистами АК «АЛРОСА» [4] выделяются две минерагенические области – Байкитская и Южно-Тунгусская. Байкитская минерагеническая область характеризуется преобладанием в россыпях алмазов октаэдрического габитуса и включает в себя территорию одноименной антеклизы и Енисейского кряжа. В Южно-Тунгусской минерагенической области широко распространены кристаллы додекаэдрического габитуса. Она подразделяется на Присаянскую и Тунгусскую части, разделенные территориально, но имеющие значительное сходство по типоморфизму алмазов.

Полученные предшественниками результаты комплексного минералогического исследования алмазов Тунгусской алмазоносной субпровинции свидетельствуют о множественности типов коренных источников.

1. Выделение первого типа основывается на значительном содержании (30 %) в отдельных россыпях алмазов I разновидности (по Ю.Л. Орлову) октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. Это характерно для богатых кимберлитовых тел якутских источников фанерозойского возраста.

2. В пользу существования 2-го типа коренных источников свидетельствует нередко наблюдаемое преобладание в россыпях (более 50 %) округлых алмазов уральского-бразильского типа. Это считается характерным для кимберлитовых жил и кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью.

3. В Присаянской области выявлены алмазоносные лампроиты (Ингашинская площадь), что позволяет выделять 3-й тип коренных источников.

4. Существование 4-го типа магматогенных коренных источников (некимберлитового генезиса) некоторыми исследователями [4] допускается на том основании, что в минеральной ассоциации 2-го типа источников встречаются и типоморфные признаки алмазов формаций докембрийского возраста – балласы VI разновидности и карбонады X разновидности.

5. Присутствие источников метаморфического генезиса предполагается на основании обнаружения среди алмазов Присаянья желто-оранжевых кубоидов II разновидности, близких по своим типоморфным особенностям к алмазам кумдыкольского типа.

Выполненные нами исследования свидетельствуют о существовании хорошо выраженного структурно-тектонического контроля в размещении алмазоносных объектов ТАС. В сочетании с минералогическим районированием эти построения позволяют предполагать существование в Тунгусской субпровинции перспективных объектов, подобных алмазоносным телам Зимнебережного района Архангельской субпровинции. Полученные нами результаты свидетельствуют о существовании на западе и востоке субпровинции двух типов выраженного среднemasштабного контроля размещения алмазоносных объектов (соответственно, пликативного

и дизъюнктивного), который должен учитываться при дальнейших прогнозных и поисковых работах на алмазы в этих регионах.

Литература

1. Драгунов В.И. Транссибирский, Трансазиатский, Кольско-Монголо-Алтайский линейные и некоторые вопросы минералогии // Материалы совещания «Общие закономерности геологических явлений». – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1965. – С. 55–57.
2. Егоркин А.В. Строение коры и мантии по материалам ОГТ, ГСЗ и МОВЗ // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Международного научно-практического семинара. Роснедра, ВСЕГЕИ. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – С. 31–35.
3. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АПРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 50–84.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы в связи с прогнозированием кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Материалы научно-практической конференции. – Мирный, 1998. – С. 172–174.

ПРИРОДА ГОЛУБОЙ ОКРАСКИ ДИОПСИДА

М.Ю. Соколкин

Научный руководитель доцент К.Л. Новосёлов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Пироксен, окрашенный в голубовато-синеватые тона в литературе известен как разновидность диопсида – виолан [5, 8]. Минерал по своей распространенности в земной коре относится к числу редких и обнаружен в двух различных районах Сибири – Северном Прибайкалье [2] и на восточном склоне Кузнецкого Алатау [2, 8]. Проявление фиолетово-голубого диопсида известно также в одном из месторождений Италии [2]. Необычность цвета диопсида привлекает внимание исследователей как с точки зрения выяснения причин, так и возможности использования окраски в качестве типоморфного признака минерала, позволяющего выяснить физико-химические условия его образования.

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау виолан распространен на площади Балахчинского золоторудного месторождения, в экзоконтактовом ореоле крупного Андатского гранитоидного массива (O_2-3) среди скарнированных нижекембрийских известковистых доломитовых толщ. На белом фоне метасоматитов очень рельефно выделяются синева-голубые зерна виолана, которые образуют отдельные вкрапленники или мелкие агрегатные скопления, реже крупные (3–5 см) угловатые, овальные и линзовидные мономинеральные стяжения, нередко составляющие до половины объема породы.

Минеральный состав виолановых метасоматитов сложный, характеризуется специфическим парагенезисом магнезиально-кальциевых силикатов при полном отсутствии железосодержащих. Нашими исследованиями установлены, кроме доминирующего виолана, волластонит, обычно покрытый желтовато-бурой кальцит-пелитовой массой, шпинель, фассаит, форстерит, периклаз, кальцит, доломит и другие магнезиальные минералы, требующие более детального изучения. В соответствии с классификацией В.А. Жарикова [3] виолансодержащие метасоматиты относятся к магнезиальным скарнам контактово-инфильтрационного типа, сформировавшимся в магматическую стадию в условиях интенсивного привноса из гранитной магмы SiO_2 , Al_2O_3 в доломитовую толщу и выносом из нее CaO , MgO .

Структура породы гранобластовая, сноповая, радиально-волокнистая, порфиробластовая. Порфиробласты представлены идиоморфными или аллотриоморфными зернами виолана, который выполняет межзерновые промежутки или трещины в волластонитовом агрегате основной массы породы, нередко образует каймы вокруг зерен фассаита. В шлифах виолан бесцветный или слегка голубоватый, спайность по призме типичная пироксеновая. По плоскостям отдельности или спайности обычно замещается кальцит-пелитоморфным агрегатом, что и объясняет бурное вскипание виолана в HCl .

Детальное изучение морфологии зерен виолана в мономинеральных фракциях под бинокулярной лупой выявило большое разнообразие его кристаллографических форм, обусловленных различным развитием комбинаций пинакоидальных и призматических граней. В соответствии с обликом кристаллы объединены в два типа: 1) короткопризматические, изометрические; 2) удлиненнопризматические. Кристаллы первого типа относятся к наиболее распространенным, характеризуются преимущественным развитием пинакоидальных граней $\{100\}$ и $\{010\}$ при «угнетенных» и развитых в неполном количестве граней призмы $\{110\}$. Размер кристаллов обычно не превышает 1–3 мм. Индивиды этого типа нередко образуют двойниковые сростки. Второй кристалломорфологический тип отличается хорошо развитыми призматическими формами $\{110\}$ и $\{221\}$ при подчиненном развитии граней $\{100\}$ и $\{001\}$. Размер их до 5 мм. Кристаллы этого типа обычно образуют друзовидные сростки из 3 – 5 индивидов. Поверхность граней часто пористая, ребра сглажены или изогнуты. С поверхности друзовые сростки кристаллов обрастают тонкозернистым желтовато-бурым кальцит-пелитовым материалом.

Окраска кристаллов виолана изменяется от бледно-голубой до синей. При этом, вариации интенсивности окраски часто наблюдаются даже в пределах одного кристалла, формируя зональное строение с последовательно изменяющимся бледно-голубым и синим цветом. Интенсивная синяя окраска на кристаллах нередко распределяется пятнами. На плоскостях отдельности $\{001\}$ виоланов часто наблюдается иризация в красивых фиолетовых, сиреневых тонах, возможно, обусловленная газовой-жидкими включениями.

Химический состав виолана, как следует из приведенных опубликованных данных микронзондового анализа [8], по содержанию CaO, MgO, FeO близок к теоретическому [5]. Кристаллохимические формулы в пересчете на атомные количества по методу А.Г. Булаха [1] практически полностью соответствуют формульным единицам диопсида (табл.).

Таблица

Химический состав и кристаллохимические формулы виолана

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Сумма	Кристаллохимические формулы
1	55,25	0,095	0,048	18,71	26,40	100,50	Ca _{1,01} (Mg _{0,998} Fe _{0,002}) _{1,00} [(Si _{1,98} Al _{0,004}) _{1,984} O ₆]
2	55,19	0,063	0,082	18,60	26,39	100,33	Ca _{1,01} (Mg _{1,003} Fe _{0,001}) _{1,004} [(Si _{1,997} Al _{0,003}) ₂ O ₆]
3	55,17	0,084	0,102	18,48	26,62	100,46	Ca _{1,02} (Mg _{0,991} Fe _{0,003}) _{0,994} [(Si _{1,987} Al _{0,005}) _{1,992} O ₆]
4	55,10	0,016	0,07	18,69	26,50	100,38	Ca _{1,02} (Mg _{1,003} Fe _{0,002}) _{1,005} [(Si _{1,982} Al _{0,001}) _{1,983} O ₆]
*	55,50	—	—	18,60	25,90	100,00	

Примечание. 1) Авторство химических анализов принадлежит А.М. Сазонову, Р.А. Цыкину и др.[8]. 2) TiO₂, Cr₂O₃, MnO, Na₂O – нулевые содержания. 3) * – теоретический состав диопсида [5].

По содержанию изоморфных компонентов виолан отвечает чистому диопсиду с незначительной примесью геденбергитовой составляющей, т.е. отвечает двухкомпонентной системе (CaMg – CaFe) с доминирующим диопсидовым миналом (99,1–99,9 %).

Элементы-примеси в пироксене определены нейтронно-активационным анализом, выполненным в ядерно-геохимической лаборатории ТПУ (аналитик А.Ф. Судыко). Спектр примесных элементов включает, в основном, литофильные – V, Mn, Rb, Sr, Ba, Cr, TR, U, Th, образующие наибольшие концентрации; среди халькофилов постоянно фиксируются Zn, Au, As (рис.1). Большая часть их входит в структуру виолана по схеме изовалентного (Ca²⁺ ↔ Sr²⁺, Ca²⁺ ↔ Mn²⁺ и др.) или гетеровалентного (2TR³⁺ ↔ 3Ca²⁺, 2Th³⁺ ↔ 3Ca²⁺) изоморфизма, а также образует неструктурную примесь и находится в решетке минерала-хозяина в форме атомарного рассеяния (Au, As, U). Обращают внимание повышенные концентрации в виолане редкоземельных элементов, соответствующие кларковому содержанию в земной коре (рис. 2). Как следует из приведенного графика, в минерале концентрируются преимущественно легкие лантаноиды, достигая цериевого пика и европиевого минимума; тяжелые TR находятся в наименьших количествах.

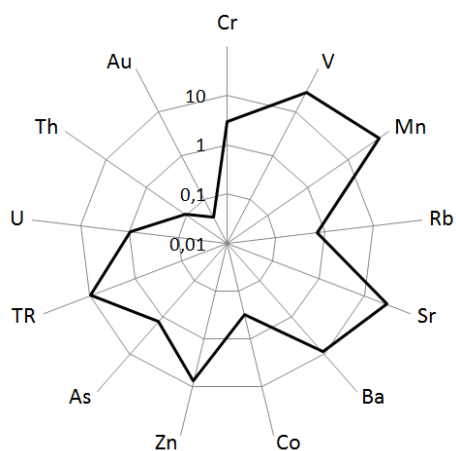


Рис. 1. Диаграмма содержаний элементов-примесей в виолане ($n \cdot 10^{-4}$ мас. %)

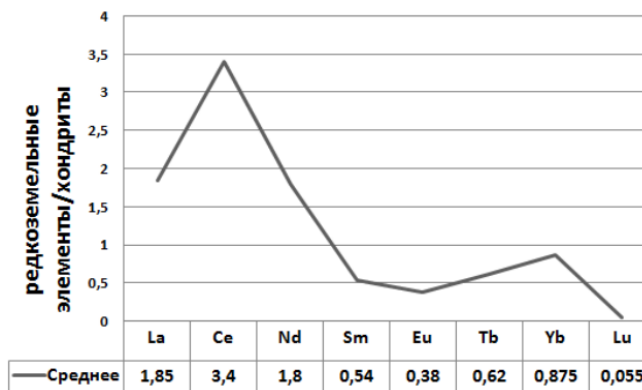


Рис. 2. Среднее содержание редкоземельных элементов в виолане (нормированное по хондриту)

Относительно природы окраски голубого диопсида сведения в литературе на сегодняшний день очень немногочисленны. Имеются данные о связи синей окраски Прибайкальских виоланов с микровключениями – хромофорами [2]. Известно также, что окрашивание минералов в синие цвета обусловлено примесью Fe³⁺. Однако влияние этого хромофора на окраску описываемого виолана исключено вследствие низкого его содержания в минерале.

А.Н. Платоновым, А.Н. Тарашан и др. [6, 7, 8] экспериментальными и теоретическими исследованиями доказано влияние на окраску минералов появления в их кристаллической решетке электронно-дырочных центров (дефектов), весьма многообразных по природе. Нашими исследованиями делается попытка объяснить причину столь необычного цвета этого клинопироксена именно с позиции наличия в структуре минерала электронно-дырочных центров. Результаты исследований позволяют предположить существование в структуре виолана двух типов дефектов. Первый тип – «компенсационный» – образуется при вхождении в структуру редкоземельных ионов, особенно при гетеровалентном изоморфизме (2TR³⁺ ↔ 3Ca²⁺), что влечет образование электронно-дырочных центров, локально связанных с примесными редкоземельными ионами. Многие из них являются центрами окраски и придают, например, голубую окраску различной интенсивности, в том числе и зональную,

таким минералам кальция как флюорит, кальцит, апатит. Второй тип – вызван примесными катионами, которые захватывают электрон или дырку и приобретают аномальную валентность. Подобный захват происходит в результате природного облучения за счет примесных радиоактивных элементов. Возможность существования электронно-дырочного центра этого типа также подтверждается нахождением в составе виолана примесей U и Th. Локальность таких центров окраски в кристаллической решетке обуславливает пятнистую, часто зональную окраску виолана.

Литература

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. – М: Недра, 1967. – 142 с.
2. Гурулев С.А, Костюк В.П. и др. О находке голубого диопсида в Сибири // Доклады АН СССР. – 1965. – Т. 163, – № 2. – С.443–446.
3. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С.220 – 300.
4. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. – М.: Недра, 1969. – 182 с.
5. Минералы. Справочник. – Т. III. – Вып. 2. – М.: Наука, 1981. – 610 с.
6. Платонов А.Н., Таращан А.Н. Об изоморфизме редкоземельных элементов в некоторых кальциевых минералах по спектроскопическим данным // Новые методы исследования минералов и горных пород. – М.: Изд. МГУ, 1973. – С.29–30.
7. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. – Киев: Наукова думка, 1976. – 263 с.
8. Сазонов А.М., Цикин Р.А. и др. Геология и геоэкология Белоюсского золоторудного района. – Томск: ЦНТИ, 2002. – 133 с.

РОЛЬ КАТИОНОВ МЕТАЛЛОВ В ПРОЦЕССАХ БИМИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

А.П. Солоненко, Л.В. Бельская

Научный руководитель доцент О.А. Голованова

Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, г. Омск, Россия

Процессы минералообразования происходят в живой и неживой природе. В настоящее время известно более 200 минералов, формирующихся в организме человека (биоминералов). Среди них – физиологически необходимые (кости, зубы) и новообразования патогенного характера. Последние могут образовываться практически во всех органах и тканях человека, но наиболее часто встречаются (у 75–80 % людей) зубные камни (дентолиты), гораздо реже слюнные (саливолиты).

Важную информацию о причинах формирования камней в организме человека может дать их элементный состав. Коллекция из 115 зубных и 13 слюнных камней жителей Омского региона проанализирована методом атомно-эмиссионного спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (АЭС-ИСП) для определения содержания основных элементов (Ca, P, Na, K, Mg), а также методом рентгено-флуоресцентного анализа с применением синхротронного излучения (РФА-СИ) с целью выявления особенностей их микроэлементного состава. Кроме того, получены данные по микроэлементному составу 120 образцов ротовой жидкости.

Таблица 1

Элементный состав слюнных камней, мас. %

Элемент	Пределы индивидуальных колебаний	Содержание элемента (экспериментальные данные), мас. %
Ca	17,51 – 33,82	23,57 ± 2,34
P	8,42 – 17,21	13,58 ± 1,53
Na	0,28 – 0,74	0,507 ± 0,057
K	0,026 – 0,110	0,040 ± 0,010
Mg	0,20 – 1,62	0,450 ± 0,258

Как видно из приведенных результатов (табл. 1), в составе образцов преобладают кальций и фосфор, слагающие основную минеральную фазу камней – гидроксилapatит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$. Натрий и калий попадают в состав дентолитов и саливолитов из ротовой жидкости в процессе формирования и роста, тогда как роль магния до конца не ясна. Анализ полученных результатов по определению микроэлементного состава зубных и слюнных камней показывает, что микроэлементы Fe, Cu, K, Zn, Ba, Zr, Rb, Mn, Ti, V, Ni и др. концентрируются в зубных камнях. Высокое содержание перечисленных элементов в образцах, вероятно, объясняется их изоморфным внедрением в апатит. Возможность замещения объясняется близостью ионных радиусов элементов: $r(\text{Ca}^{2+}) = 0,106$ нм, $r(\text{Fe}^{2+}) = 0,082$ нм, $r(\text{Cu}^+) = 0,096$ нм, $r(\text{K}^+) = 0,133$ нм, $r(\text{Zn}^{2+}) = 0,083$ нм, $r(\text{Ba}^{2+}) = 0,143$ нм [1]. Сравнение полученных экспериментальных данных по зубным камням с литературными [2] позволяет выделить элементы, содержание которых значительно превышено: V (в 178 раз), Cu (в 95 раз) и Zn (в 16 раз). Аналогичные закономерности получены и для слюнных камней жителей Омского региона.

По результатам анализов образцов ротовой жидкости микроэлементы Zn и Cu обнаружены во всех проанализированных образцах, а Fe, Mn, Ni и Al в большинстве образцов. При этом, содержание перечисленных

микроэлементов увеличивается в условиях камнеобразования в полости рта. При сравнении ряда средних концентраций химических элементов в зубных камнях жителей г. Омска ($Zn > Fe > Cu > Ni > Mn$) с рядом средних концентраций данных элементов в ротовой жидкости ($Zn > Fe > Cu > Mn > Ni$) видно, что последовательность расположения элементов в рядах одинакова и, следовательно, вероятным источником поступления микроэлементов в состав зубных и слюнных отложений является слюна человека.

На следующем этапе исследования для выявления роли катионов металлов, в частности, меди, железа и магния в процессе образования минерального компонента дентолигов (гидроксилапатита) осуществлен модельный эксперимент [3]. В отдельных опытах в растворы, приближенные по электролитному составу к слюне человека, вводили добавки ионов меди (0,1, 1,0, 10,0 мг/л), железа (0,15, 1,50, 15,0 мг/л) и магния (0,016, 0,048, 0,080 мг/л).

Медь и железо. Анализ методами ИК-спектроскопии и РФА твердых фаз, которые получены осаждением из системы, моделирующей электролитный состав ротовой жидкости, показал, что в присутствии ионов металлов наблюдается ухудшение кристалличности осадков по сравнению с контрольным образцом, образование которого происходило в отсутствии ионов меди и железа. При увеличении концентрации металла (железа, меди) в растворе отмечено снижение степени кристалличности фаз (табл. 2). Очевидно, это может быть вызвано частичным изоморфным замещением ионов кальция ионами меди (или железа), причем степень замещения тем больше, чем выше концентрация ионов металла в растворе. При этом, собственных фаз медь и железо не образуют, и сохраняется апатитовая структура образца.

Таблица 2

Характеристики твердых фаз из модельных растворов*

Добавка	Концентрация металла в модельном растворе, мг/л	Кристалличность осадка
Fe	0,15	4,18
	1,50	4,06
	15,0	3,30
Cu	0,10	4,09
	1,00	3,64
	10,0	3,02
—	—	5,35

*рассчитаны по ИК-спектрам образцов в программе «Peakfit»

Магний. Анализ осадков, полученных из модельной системы с добавками ионов магния, методами ИК-спектроскопии и РФА показал, что при увеличении концентрации Mg^{2+} в растворе происходит изменение фазового состава образцов. А именно, при физиологической концентрации ионов магния ($C = 0,016$ мг/л) после одного месяца созревания твердая фаза является гидроксилапатитом, при трехкратном его избытке – брушитом, при пятикратном – смесью брушита и аморфного фосфата кальция (рис. 1, 2). Этот факт свидетельствует о более сильном ингибирующем влиянии добавок ионов магния на процесс кристаллизации гидроксилапатита в сравнении с влиянием ионов железа и меди, увеличение концентрации которых в растворе приводит лишь к уменьшению кристалличности формирующегося соединения.

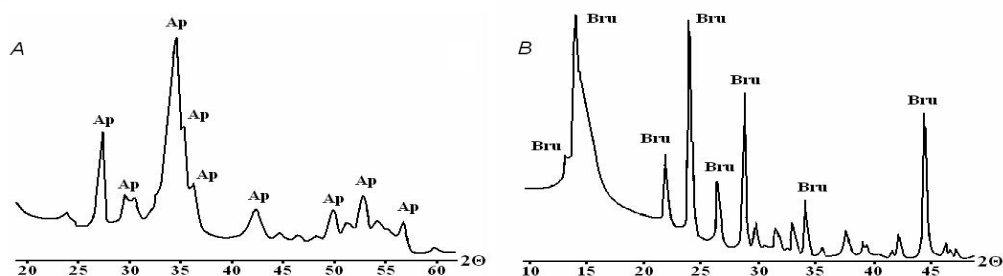


Рис. 1. Дифрактограммы осадков, полученных при (А) физиологической концентрации Mg^{2+} и (В) 3-кратном избытке ионов Mg^{2+}

Можно предположить, что присутствие избыточного количества ионов магния в среде, в которой возможно формирование гидроксилапатита, приводит к замедлению процесса кристаллизации термодинамически более устойчивого соединения и наблюдается увеличение периода перехода метастабильных компонентов. В условиях эксперимента брушит и аморфный фосфат кальция являются метастабильными фазами в процессе формирования гидроксилапатита. Увеличение времени выдерживания осадков под маточным раствором приводит к частичному растворению первично образовавшихся нестабильных фаз и формированию соединений с более упорядоченной структурой. При этом, наблюдается уменьшение массы твердых фаз из

растворов с избытком ионов магния, что, вероятно, связано с ингибированием процесса кристаллизации, вызванного адсорбцией ионов магния на поверхностях растущих кристаллов.

Таким образом, можно предположить, что микроэлементный состав зубных и слюнных камней определяется средой проживания и особенностью обменных процессов в организме человека. Наиболее вероятным источником поступления элементов в состав зубных и слюнных отложений является слюна человека.

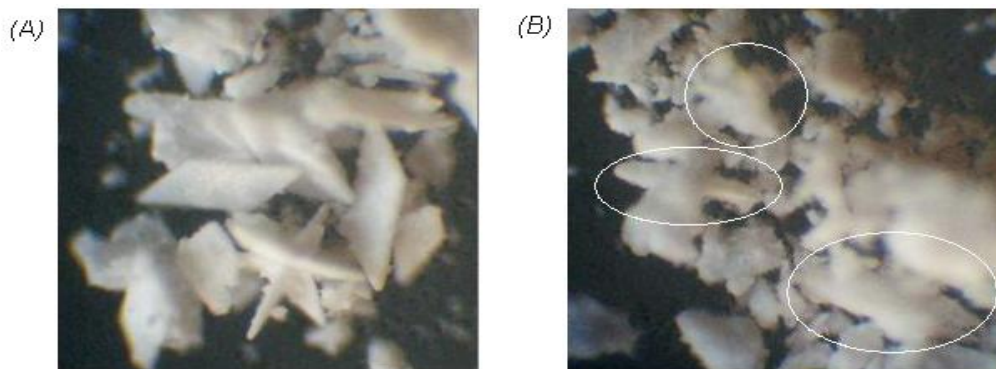


Рис. 2. Фотографии образцов, полученных при (А) трехкратном избытке, (В) пятикратном избытке ионов магния в модельной системе

В процессе формирования минеральной компоненты патогенных биоминералов катионы металлов (в частности, ионы железа, меди и магния) играют роль ингибиторов кристаллизации, оказывая влияние на структуру, состав, кристалличность и количество образующейся твердой фазы. Причем по увеличению способности замедлять процесс образования гидроксилатапита металлы можно расположить в ряд: $\text{Cu} < \text{Fe} < \text{Mg}$.

Литература

1. Эмсли Дж. Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.
2. Ткаленко А.Ф. Влияние физико-химических характеристик слюны, слюнных и зубных отложений на исход лечения больных слюннокаменной болезнью: Автореф. дис...канд. мед. наук. – М.: 2004. – 24 с.
3. Бельская Л.В., Голованова О.А., Пушкарева А.В., Казанцева Р.В. Способ моделирования процесса образования зубного камня // Решение о выдаче патента на изобретение № 113160 от 09.04.2007.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОЙ И УРАН-МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВИКТОРЬЕВСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЕ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

К.Ю. Сыстеров, А.П. Долгушин

Научный руководитель главный научный сотрудник Г.Н. Черкасов
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

Викторьевская рудная зона находится в северной части Таштагольского района Кемеровской области в экономически развитом горнорудном районе со сложившейся инфраструктурой. В геологическом строении района участвуют вулканогенно-осадочные отложения мрасской свиты нижнего кембрия, прорванные девонскими гранитоидными интрузиями. Викторьевская рудная зона приурочена к оперяющим швам субмеридиональной Кузнецко-Алатауской системы глубинных разломов с характерным дугообразным расщеплением тектонических нарушений и образованием структур типа «конского хвоста». Рудная зона вытягивается полосой в северо-восточном направлении более чем на 15 км при ширине 5–6 км. В её пределах локализованы рудопоявления коренного золота руч. Шумящего, Валовское, Лиственитовое, Большереченское, проявления уран-молибденовой минерализации Северное, Таловское и промышленные россыпи золота в верховьях ручьёв и рек, на которых золотодобыча ведётся уже около 150 лет.

В строении Викторьевской рудной зоны наблюдается металлогеническая зональность, заключающаяся в преимущественной локализации уран-молибденового оруденения в западном крыле зоны, а золотой минерализации – в восточном. Большая часть проявлений рудной минерализации контролируется тектоническими нарушениями с зонами интенсивной милонитизации, дробления мощностью 50–100 м с телами метасоматитов березит-лиственитовой формации, вторичных кварцитов.

В северной части Викторьевской рудной зоны рудовмещающими являются отложения второй пачки мрасской свиты среднего кембрия, представленные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с линзами известковистых пород и андезито-базальтовых порфиринов. Отложения свиты моноклинально погружаются на северо-запад под углами 65–70°. В юго-восточной части зоны они по дизъюнктивному нарушению граничат с терригенными породами алгаинской свиты нижнего ордовика (O_{1al}), на северо-западе – через дизъюнктив с кислыми вулканитами тазовской свиты нижнего-среднего девона (D_{1-2tz}). Отложения

мрасской свиты прорваны многочисленными послойными дайками микродиоритов, андезито-базальтовых и диоритовых порфиров среднего девона (δD_2) мощностью до 30 м.

Локализованные в северной части Викторьевской рудной зоны золоторудные тела проявления руч. Шумящий, по данным А.А. Алямкина (2003 г.), фрагментарно фиксируются на протяжении более 80 м и локализуются в лежачем боку темно-зеленых андезито-базальтовых пропилизированных порфиров сланцеватой текстуры с крупными (1×3 см) «размазанными» фенокристаллами плагиоклаза. Золоторудные тела имеют мощность около 1,1 м при содержании золота до 24 г/т. Тела золотоносных пропилов круто, под углом 75° , падают на северо-запад и тупо выклиниваются по восстанию.

Околорудные изменения представлены кварц-карбонатными метасоматитами с тонкой сульфидной (пирит, арсенопирит) вкрапленностью, слагающими пласто- и линзовидные тела мощностью до 30 м. Рудовмещающие порфиры пронизаны турмалин-кварцевыми жилами мощностью от нескольких миллиметров до 0,8 м. Турмалин (дравит) образует или единичные шестоватые кристаллы длиной 1–4 см, или слагает гнезда сплошных зернистых масс (до 40 %). Кварц большей частью водно-прозрачный друзовидный.

Молибденовое оруденение проявления Северное локализовано в кварц-альбит-эпидотовых метасоматитах среди интенсивно рассланцованных и гидротермально измененных базальтов мундыбашской свиты. Рудовмещающие метасоматиты образуют зоны мощностью 65–110 м, приуроченные к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания с юго-восточным падением под углами 75 – 90° . Молибденовая минерализация фрагментарно прослеживается на протяжении 138 м и представлена мелкой вкрапленностью, гнездами (0,5–2,0 см) и прожилками (0,5 см) молибденита с пиритом, халькопиритом и флюоритом. Средние содержания молибдена по рудным телам составляют от 0,20 до 0,58 %.

Урановорудные зоны, по данным Е.П. Пичугина (1975 г.), представляют собой серию субпараллельных линзовидно-пластовых тел слабо пиритизированных метасоматитов хлорит-слюдисто-эпидотового состава в ореолах полевошпат-кварц-эпидотовых изменений. Околорудные изменения выражаются в интенсивной биотитизации (флогопитизации) и хлоритизации рудовмещающих пород и проявлены локально, практически не выходя за пределы рудного интервала. Рудные зоны имеют протяженность первые сотни метров при мощности 50–80 м. Содержания урана варьируют от 0,01 до 0,135 %.

Южная часть Викторьевской рудной зоны сложена вулканогенно-осадочными отложениями первой и второй пачек мрасской свиты среднего кембрия, имеющими северо-восточное простирание, при относительно пологом ~ 60 – 70° падении на северо-запад. Отложения прорваны серпентинизированной протрузией гипербазитов Викторьевского комплекса кембрийского возраста. Массив серпентинитов вытянут согласно общему простиранию вмещающих отложений с погружением контактов тела на северо-запад под углами 75 – 80° . Серпентиниты прорваны дайками пироксенитов, габбро-диоритов, диоритовых порфиров и микродиоритов. В тальк-хлорит-карбонатных метасоматитах по серпентинитам локализована богатая (до 30 %) магнетитовая минерализация с убогими содержаниями золота. Карбонат представлен железо-магнезиальными разновидностями – анкеритом и магнезитом.

Высокая продуктивность и комплексность рудной минерализации, фрагментарно проявленной в Викторьевской рудной зоне, позволяет предполагать выявление здесь промышленного уранового и золотого оруденения.

МИНЕРАЛЬНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЗОНАЛЬНОГО МАНДАЛЬСКОГО ПОЛЯ (ХАНГАЙ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.Ю. Тимко

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Проблема зональности месторождений полезных ископаемых давно находится в поле зрения исследователей, поскольку ее решение позволит перейти к научному прогнозу положения рудных тел в пределах данных объектов. Однако она далека от ясного понимания. По этой причине актуальным остается и изучение зональности пегматитовых полей, в пределах которых различные парагенетические, а, следовательно, и разные по практической значимости типы жил закономерно располагаются в пространстве.

Объектом исследования являлись граниты и связанные с ними пегматиты зонального Мандальского поля южного склона Хангайского хребта Центральной Монголии.

Поле приурочено к южному экзоконтакту крупного Эгиндабинского массива гранитов, который прорывает терригенные и вулканогенно-терригенные толщи нижнепалеозойской дзагинской серии, а также верхнепермские и триасовые отложения. Массив имеет двухфазное строение. Первую фазу представляют крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты и кварцевые диориты, вторую – мелко-среднезернистые биотитовые граниты. Последние насыщены шлировыми пегматитами, нередко переходящими в гранит-аплиты [1].

Для гранитов главной фазы массива характерна гипидиоморфнозернистая структура. Отчетливо устанавливается стандартная последовательность кристаллизации минералов: биотит – плагиоклаз – калиевый полевой шпат – кварц. Плагиоклаз представлен двумя генерациями: первой – ранней, плагиоклаз в форме идиоморфных полисинтетически двойникованных зерен; второй – ламелями распада твердого раствора в калиевом полевошпате.

Текстура гранитов массивная, но не всегда однородная. Неоднородность текстуры выражена присутствием скоплений изометричных выделений коричнево-красного граната, по составу отвечающего

альмандин-спессартиновому ряду, со смещением в сторону альмандина. Кроме граната в гранитах встречаются акцессорные гематит, магнетит, ильменит, сфен, рутил, анатаз, монацит, ксенотим, тантало-ниобаты, торит, циркон, циртолит, касситерит, шеелит, апатит, флюорит, золото [2].

Связанные с гранитами пегматиты наблюдаются как внутри гранитного массива, так и за его пределами, удаляясь от гранитов на расстояние до 4 км. Основная часть жил из многих сотен залегает в песчано-сланцевых отложениях хангайской серии, имея с ними секущие взаимоотношения. Сланцы характеризуются кварц-биотитовым составом, контакт с пегматитовыми жилами у них резкий. Вмещающие породы в зоне контакта не претерпели особых изменений – лишь в некоторых участках обнаруживаются локальные зоны ослюденения мощностью 0,5–3 см.

Внутригранитные пегматиты относятся к плагиоклаз-микроклиновому типу. Блоковый микроклин, слагающий их, пертитизирован. Пертиты распада имеют грубопрожилковый характер с размером ламелей до 0,5×4 мм. Эти пегматиты лучше всего дифференцированы – в осевых зонах обособляется кварц; маломощные кварцевые ядра достигают в размере 20–30 см. Шлировые пегматиты переходят в зону экзоконтакта, где постепенно сменяются альбитизированными микроклиновыми пегматитами. Наибольшим распространением в поле пользуются альбитовые пегматиты, сменяющие альбитизированные микроклиновые по мере удаления от материнских гранитов. Они на 75 % сложены метасоматическим альбитом, изометричные зерна которого имеют размер 0,1 мм. Среди первичных минералов встречаются двойникованные идиоморфные зерна кислого плагиоклаза, кварц, микроклин с ламелями альбита; изредка наблюдаются чешуйки биотита. Кроме указанных минералов устанавливается спессартин, касситерит (менее 1 %) и мелкие черные изометричные включения тантало-ниобатов.

Вслед за альбитовыми пегматитами появляются жилы сподумен-альбитовых пегматитов. Внутреннее строение жил неоднородное. В центральной части они имеют полосчатое строение: наблюдается чередование полос сподумен-кварц-альбитового состава с полосами лепидолит-кварц-альбитового состава. Собственно сподумен-кварц-альбитовый комплекс обычно слагает пегматиты на 70–80 % [2]. Макроскопически сподумен-альбитовые пегматиты представляют собой среднезернистую породу, сложенную серым кварцем (20 %), альбитом (20 %), лепидолитом (20 %), сподуменом (40 %), касситеритом (менее 1 %) и очень светлым желтоватым спессартином (менее 1 %). Кроме того, в образцах наблюдаются мелкие черные изометричные зерна тантало-ниобатов размером до 0,1 мм.

Кристаллы сподумена удлиненно призматические, идиоморфные, длиной от 15 мкм до 15 см, ориентированы субперпендикулярно к контакту жилы, имеют светлую кремовую окраску, непрозрачны, распространены равномерно. Сподумен представлен двойникованными кристаллами, замещенными с краев альбитом с образованием симплектитовых структур. Вынесенный из сподумена в ходе этого процесса литий идет на образование лепидолита, который наблюдается в основной массе жил в тесной ассоциации с альбитом. Лепидолит имеет сиреневую окраску, развит в породе неравномерно, представляет собой скрытокристаллические и мелкочешуйчатые массы.

Для позднего кварца сподуменных пегматитов характерны газовой-жидкие включения неправильной формы, свидетельствующие о быстром росте минерала в условиях нарастающего охлаждения среды кристаллизации.

В качестве акцессорных минералов в пегматитах встречается касситерит черно-бурой окраски со смолистым блеском. Размер зерен до 1 мм. Наблюдаются черные пленки дендритов окислов марганца, которые могли образоваться за счет изменения спессартина и тантало-ниобатов.

Сподумен-альбитовые пегматиты сменяются лепидолит-альбитовыми, которые представляют собой мелкозернистую породу, состоящую из лепидолита (примерно 70 %), кварца (15 %), полевого шпата (15 %), касситерита (менее 1 %). Лепидолит наблюдается в виде мелких (0,1 мм) чешуек, формирующих скрытокристаллический агрегат. В отличие от литиевой слюды сподуменных пегматитов он имеет более розовую окраску. Кварц серый, в выделениях неправильной формы размером в среднем 2 мм, иногда до 1 см. Он наблюдается как в гипидиоморфных зернах, так и ксеноморфных выделениях. Касситерит представлен зернами неправильной формы размером до 3 мм, встречаются и хорошо образованные дипирамидальные кристаллы, типоморфные для касситерита пегматитов [3]. Кроме касситерита в качестве акцессорных фаз в пегматитах наблюдаются мелкие зерна черных рудных минералов размером до 0,1 мм (тантало-ниобаты).

Таким образом, рассмотренная выше зональность Мандальского пегматитового поля выражается в направленном изменении минерально-парагенетических типов пегматитов по мере удаления от материнских гранитов. Плагиоклаз-микроклиновые внутригранитные пегматиты сменяются сначала экзоконтактовыми микроклин-альбитовыми, затем альбитовыми, сподумен-альбитовыми и лепидолит-альбитовыми.

Литература

1. Матросов И. И. К вопросу о происхождении зональности полей редкометальных пегматитов // Геология и геофизика – 1970. – № 7 – С. 129–132.
2. Матросов И. И. Взаимодействия редкометальных пегматитов с вмещающими породами: Дис... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 1971. – 261 с.
3. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л. В. Чернышовой – М.: Недра, 1989. – 560 с.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА (НА ПРИМЕРЕ СКВ. 678 ТЛЯНЧИ-ТАМАКСКОЙ)**Д.Н. Хамидуллин**

Научный руководитель доцент Л.М. Ситдикова

Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Интервал 1922,0–1950,0 м. Крупнозернистый микроклиновый гранит с типичной гипидиоморфнозернистой структурой. На долю микроклина приходится 60–62 % минерального состава породы. У зерен отмечаются собственные грани с высоким идиоморфизмом, слабо проявлены решетчатые двойники, процессы пелитизации и пертитизации. В интерстициях между зернами микроклина развиты агрегаты нацело сцементированных зерен плагиоклаза и кварца. Последние имеют волнистое погасание и слагают мозаичную мелкозернистую массу. К ней приурочены и скопления серицита, отмечающие зонки дробления породы.

В интервале глубин 1950,0–2155,0 м отмечается чередование лейкократовых плагиогранитов, гранитогнейсов, гранитов.

Интервал 2155,0–2166,0 м. Катаклазиты и милониты с полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой. В породах отмечаются многочисленные линзовидные и полосчатые обособления кварца, который сильно катаклазирован, имеет волнистое погасание. Линзочки кварца разделяются зонками развития милонитового вещества. Последующие гидротермально-метасоматические преобразования пород привели к формированию вторичных минералов, в частности, хлорита, каолинита, вермикулита, которые участками слагают основную массу пород.

Интервал 2166,0–2220,0 м. Развита кристаллическая сланцы кварц-биотитовые с гранатом и силлиманитом. Текстура массивная, структура лепидогранобластовая с элементами порфиробластовой. Минеральный состав: кварц – 35–37 %, плагиоклаз – 16–20 %, биотит и вермикулит – 20–22 %, гранат – 15–18 %, силлиманит – 2–3 %. Плагиоклаз представлен мелкими корродированными кварцем зернами кислого ряда, отсюда и неправильная форма его зерен – края сильно изрезаны. Степень серицитизации слабая. Силлиманит собран в небольшие скопления игольчатых кристалликов. Биотит представлен табличками, сильно деформированными и изогнутыми. Кроме того, он местами замещен вермикулитом и хлоритом. Гранат – несколько крупных порфиробластических зерен с обильными включениями кварца, что говорит о его позднем образовании.

Интенсивные деформации и сильная степень изменения биотита, плагиоклаза, волнистое погасание кварца, развитие вторичных глинистых минералов, – все это свидетельствует об интенсивных деформациях пород и их последующей гидротермально-метасоматической проработке.

Микроклиновые граниты в интервале 2220,0–2350,0 м сменяются кристаллосланцами плагиоклаз-роговообманковыми. Характеризуются массивной текстурой с элементами полосчатой и grano-нематобластовой структуры. Минеральный состав породы представлен роговой обманкой (70–72 %), плагиоклазом (20–22 %), кварцем (5–7 %). Роговая обманка имеет характерный плеохроизм: от интенсивного коричневатого-зеленого цвета до бледно-коричневого. Характерной чертой описываемых минералов является их ориентированное линейно-параллельное расположение. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу и имеет хорошо выраженные полисинтетические двойники, лишь местами по нему развиты скопления сосюрита. У плагиоклаза и роговой обманки приблизительно равная степень идиоморфизма. Кварцевые зерна немногочисленны и часто включены в кристаллы роговой обманки. Единично встречается моноклинный пироксен, изометричные зерна которого так же включены в зерна роговой обманки.

Интервал 2350,0–2442,0 м. Развита микроклиновые биотитовые граниты. Структура аллотриоморфнозернистая с элементами гипидиоморфнозернистой. Минеральный состав породы: микроклин (50–52 %), плагиоклаз (25–30 %), кварц (20–22 %), биотит (5–7 %). Микроклин представлен крупными субизометричными зернами, края которых интенсивно корродированы плагиоклазом. Минерал имеет четко выраженные решетчатые двойники. Плагиоклаз, как и калиевый полево шпат, присутствует в виде аллотриоморфных зерен с неровными краями, корродированными микроклином и кварцем. Состав близок к олигоклазу, слабо проявлены полисинтетические двойники. Мелкие зерна кварца выполняют пространство между зернами плагиоклаза и микроклина. Кварц катаклазирован и имеет волнистое погасание. Биотит собран в небольшие скопления, совершенно не изменен и плеохроирует в коричневых тонах.

С целью характеристики тонкодисперсных вторичных минералов было проведено электронно-микроскопическое изучение сколов образцов, предварительно напыленных золотом, на микроскопе фирмы Philips XL-30. Наложённые низкотемпературные процессы приводят к формированию микротрещиноватых пород с развитием тонкодисперсных глинистых минералов (рис. 1, 2).

Проведённые исследования свидетельствуют, что по разрезу скв. 678 отмечается смена плагиогранитов, гранитогнейсов, гранитов. С увеличением глубины породы в основном представлены катаклазитами и милонитами, сильно изменёнными кристаллосланцами. Наиболее сильные изменения пород фиксируются в интервале 2155,0–2290,0 м. Эти изменённые породы характеризуют специфические образования кристаллического фундамента Татарского свода – зоны деструкций.

Вещество зон деструкций представлено катаклазитами и милонитами, продуктами гидротермально-метасоматической проработки. Ведущим фактором возникновения зон деструкций фундамента является ориентированное давление – стресс, который приводит к интенсивным деформационным процессам,

последующим гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород и формированию пустотного пространства, что важно с точки зрения формирования нетрадиционных коллекторских зон больших глубин.

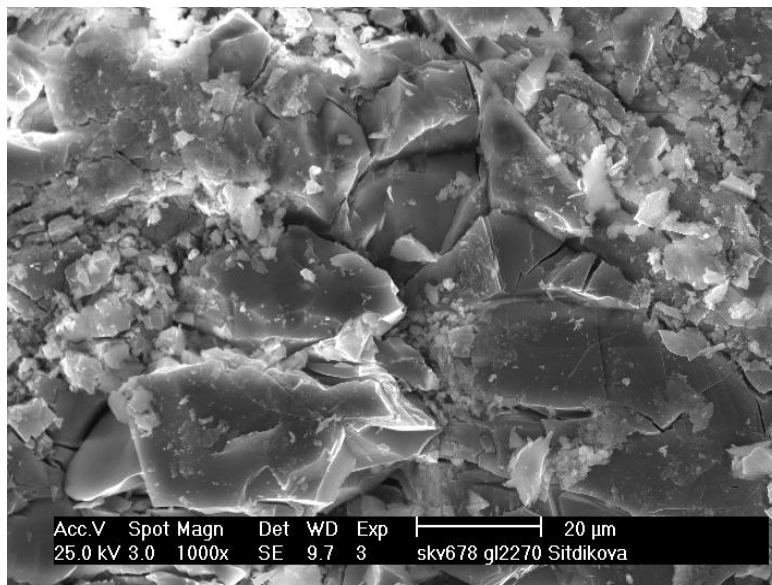


Рис. 1. Развитие микротрещин различной ориентации, инкрустированных тонкими образованиями глинистых минералов. Тлячи-Тамак. Скв. 678. Инт. 2250,0...2350,0 м

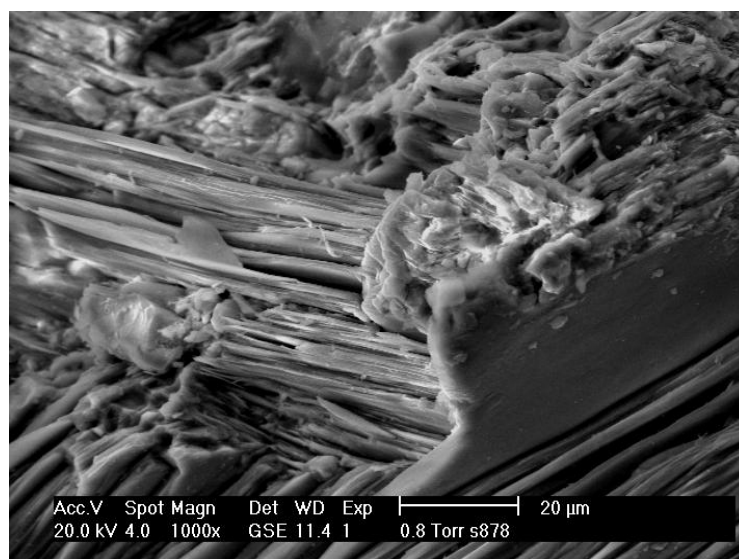


Рис. 2. Эпигенетические минералы горных пород. Пакеты хлорита. Тлячи-Тамак. Скв. 678. Инт. 2350,0...2442,0 м

Литература

1. Ситдикова Л.М. Зоны деструкций кристаллического фундамента Татарского свода. – Казань: Изд-во Казанского университета. – 2005. – 146 с.
2. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. – Казань: Дента, 1996. – 486 с.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАСУРТИНСКОГО
КВАРЦ-МОНЦОНИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)****А.А. Хромов**Научный руководитель профессор А.А. Цыганков
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Забайкалье – уникальная провинция, не имеющая себе равных в мире по масштабам и разнообразию магматизма. Ее территория превышает 700 тыс. км², около 80 % площади занимают разнообразные магматические породы, формирование которых происходило в течение всей геологической истории Земли. Среди них наибольшая доля принадлежит Ангаро-Витимскому батолиту, в составе которого Б.А. Литвиновский с соавторами [1] выделяет гранитоиды повышенной щелочности (монцитониты, кварцевые сиениты), составляющие порядка 10 % от площади батолита (ранний этап формирования) и умеренно кислые граниты позднего (главного) этапа, среди которых преобладают аллохтонные разновидности при относительно подчиненной роли автохтонных гнейсогранитов. В качестве объекта исследований нами выбран Хасуртинский кварц-монцитонитовый массив, который расположен в междуречье Курбы и Уды (Западное Забайкалье) примерно в 140 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ. Общая площадь, занимаемая монцитонитами, сиенитами и их лейкократовыми дифференциатами, оценивается примерно в 900 км². Основные петрографические разновидности пород массива слагают дугообразные полосы шириной до нескольких километров, на которые в восточной части плутона накладывается полосчатость более мелкого масштаба, выражающаяся в чередовании полос монцитонитового и кварц-сиенитового составов. Хасуртинский массив входит в состав позднепалеозойского (320–290 млн лет) [3] Ангаро-Витимского ареал-плутона [1] и традиционно относится к ранней стадии его формирования (ранняя фаза баргузинского комплекса). Полученные нами Rb-Sr (283 ± 3 млн лет) и U-Pb ($283,7 \pm 5,3$ млн лет) геохронологические данные [2] свидетельствуют о несколько более молодом возрасте массива.

На основании петрографических наблюдений и данных силикатного анализа вся совокупность фациальных разновидностей пород массива была разделена на три группы, имеющие между собой постепенные переходы: 1) монцитониты, с вариациями от монцитодиоритов до кварцевых монцитонитов; 2) сиениты; 3) граносиениты. Преобладающими типами пород являются монцитониты и сиениты, тогда как более кислые разновидности пользуются относительно ограниченным распространением.

Монцитониты – это серые, массивные, реже гнейсовидные породы мезо- и меланократового облика, анатакситовой структуры. Общая структура монцитонитов мелко- и среднезернистая, обусловленная присутствием крупных кристаллов (4–5 мм) щелочного полевого шпата и плагиоклаза. Породы сложены примерно в равных количествах плагиоклазом и K-Na полевым шпатом, составляющими 75–80 % от общего объема породы. Из темноцветных минералов преобладают амфибол и биотит, содержание которых в сумме составляет 10–15 %. Содержание кварца – 0–5 %, акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, титанит, циркон. Сиениты отличаются от монцитонитов преобладанием K-Na полевого шпата, меньшим количеством темноцветных минералов и более лейкократовым обликом. В составе пород присутствует щелочной полевой шпат – 40–65 % и темноцветные минералы (амфибол, биотит, моноклинный пироксен), количество которых в сумме составляет не более 5–10 %. Акцессорные минералы составляют 5–10 % и представлены титанитом, цирконом, апатитом.

В качестве условной границы между монцитонитами и сиенитами принято содержание $MgO = 1,4$ мас. %. Эта граница соответствует статистическому минимуму на гистограмме распределения MgO. Граница между сиенитами и кварцевыми сиенитами 63 мас. % SiO_2 отвечает резкому возрастанию количества кварца – более 7–8 %, тогда как в сиенитах его количество не превышает 2–3 %. В целом кремнекислотность фациальных разновидностей пород изменяется в пределах от 56 до 68 мас. %. Породы массива принадлежат к метаалюминиевому типу ($ASI < 1$) и обладают повышенной щелочностью (8,5–11 мас. %), плавно возрастающей по мере увеличения содержания кремнезема. На классификационной диаграмме, построенной в координатах $Na_2O + K_2O - SiO_2$, фигуративные точки пород массива располагаются в поле средних и кислых субщелочных пород вдоль и несколько выше дискриминационной линии, определяющей нижнюю границу распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы. По величине весового отношения $al^I = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ (коэффициент глиноземистости) породы массива относятся к весьма высокоглиноземистым ($al^I = 2,2-4$).

В целом на диаграммах соотношения породообразующих окислов с кремнеземом точки составов пород массива образуют линейные тренды, характерные для продуктов кристаллизационной дифференциации кислых магм. Сиениты и монцитониты на большинстве графиков соотношения элементов-примесей образуют дискретные поля, в которых элементы-примеси практически не коррелируются с кремнеземом. Так, например, в сиенитах при содержании SiO_2 59–61 мас. % содержание бария увеличивается от 1000 до 3300 г/т. Такая же картина наблюдается и в монцитонитах при содержании кремнезема 55–57 мас. %. В граносиенитах при содержании кремнезема 66 мас. % содержание бария составляет 1600 г/т, а при содержании SiO_2 63 мас. % количество бария уменьшается до 300 г/т.

Общей чертой для разновидностей пород массива является относительно невысокое содержание редких земель при дефиците тяжелых РЗЭ по отношению к легким. Величина отношения $(La/Yb_{(n)})$ варьирует от 21 в граносиенитах до 27 в сиенитах. Минимальные концентрации редкоземельных элементов с небольшой отрицательной Eu аномалией характерны для граносиенитов. Несколько более высокие концентрации с обогащением легкими и средними лантаноидами установлены в монцитонитах и сиенитах, что, по-видимому, свидетельствует о контроле содержания РЗЭ аксессуарами (цирконом, апатитом).

На микрозонде MAP-3 в лаборатории физических методов исследования ГИН СО РАН С.В. Канакиным по изготовленным нами препаратам был выполнен ряд определений химических составов амфиболов, пироксенов, биотитов и полевых шпатов. Щелочной полевой шпат является главным породообразующим минералом. Его характерной особенностью является пертитовое строение, неоднородность состава крупных кристаллов, пелитизация и ограниченное развитие решетчатого двойникования. Содержание аноритовой составляющей невелико и редко составляет 0,6 %. Содержание альбитового компонента колеблется в широких пределах от 3 до 60 %, но в большинстве случаев оно составляет 5–25 %. Содержание ортоклазовой составляющей ЩПШ в монцонитах варьирует от 74 до 95 %. В сиенитах ЩПШ подразделяется на две разновидности: калий-натриевую, в которой содержание ортоклазового компонента составляет 60–70 %, и калиевую (решетчатый микроклин), содержащую 95–97 % Or. В зональных кристаллах центральные части содержат 83 % Or, а периферия сложена ЩПШ с содержанием ортоклаза 60 %. В граносиенитах содержание Or компонента в щелочном полевом шпате составляет в среднем 70–80 %.

Плагиоклаз также является ведущим минералом в породах массива. Он часто зонален, слагает призматические кристаллы, неправильной формы зерна, и присутствует как в основной мелко-среднезернистой массе, так и в виде крупных порфировых выделений (4–5 мм) таблитчатой формы. Содержание анорита в плагиоклазе меняется от 3 до 54 %. В монцонитах центральные части зональных кристаллов в большинстве случаев сложены плагиоклазом лаблатор-битовнитового состава, реже в центральной части наблюдается андезин. Краевые части имеют более кислый олигоклазовый состав (20–30,5 An), такой же состав имеют и мелкие зерна основной массы. В граносиенитах и сиенитах плагиоклаз имеет примерно одинаковый состав – 10–25 % An в основной массе и до 35 % An в ядрах зональных кристаллов.

Амфибол в породах согласно классификации подразделяется на две морфогенетические разновидности: 1) автометаморфическую, развивающуюся по клинопироксену (часто содержит реликты последнего), представленную актинолитом; 2) первично магматическую, которая попадает в поле магнезиальных роговых обманок [4]. Содержание двуокиси титана в амфиболах увеличивается от 0,98 мас. % в граносиенитах до 1,27 мас. % в монцонитах. Наиболее магнезиальные разности отмечены в сиенитах. Кроме того, следует отметить, что в граносиенитах наблюдается положительная корреляция Si с $Mg/(Mg+Fe^{+2})$.

Биотит – второй темноцветный минерал, который присутствует во всех разновидностях пород массива. На классификационной диаграмме видно, что биотиты принадлежат изоморфному ряду флогопит-аннит. От биотитов граносиенитов и сиенитов биотиты монцонитов отличаются более высокой железистостью, которая в среднем составляет 30,4 %, меньшим содержанием фтора и хлора. Биотиты сиенитов и граносиенитов имеют более низкую железистость ($f = 25,3–26,8$ %), но в них больше фтора – 1,2 мас. %.

Клинопироксен в породах массива является второстепенным темноцветным минералом, который большей частью замещен амфиболом. Он образует слегка округлые, удлиненные, также неправильной формы зерна. По составу пироксены сиенитов и граносиенитов отвечают субкальциевому диопсиду, а пироксены монцонитов помимо этого попадают в поле авгита.

Титанит, магнетит и ильменит являются наиболее важными акцессорными минералами пород массива. Титанит и магнетит характеризуются широкими вариациями содержания элементов примесей, в особенности марганца. Кроме того, необходимо отметить более высокие содержание V_2O_5 в магнетите монцонитов. Ильменит чаще всего встречается в монцонитах и сиенитах, наиболее характерной его особенностью также является повышенное содержание MnO, составляющее 2–6 мас. %.

Таким образом, в результате петрографических наблюдений и данных петрохимического анализа породы массива были разбиты на три основные группы, имеющие между собой постепенные переходы – монцониты, сиениты и граносиениты. Кроме того, следует отметить, что породы массива отличаются специфическим набором породообразующих минералов (амфибол, биотит, клинопироксен и полевые шпаты), обогащенностью акцессорным титанитом и магнетитом.

Литература

1. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Поладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный pluton. – Новосибирск: Изд-во. ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.
2. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 156–180.
3. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 451–466.
4. Leak В.Е. Nomenclature of amphiboles // Mineral Mag. – 1978. – V. 42. – P. 553–563.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ ДУНГУРХИНСКОГО МАССИВА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ, РЕСПУБЛИКА МОНГОЛИЯ)

Н.А. Цыро

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Целью работы являлось изучение структурных характеристик калиевых полевых шпатов одновременных производных Дунгурхинского гранитного массива Монгольского Алтая для увязки их с условиями формирования основной и дополнительной фаз гранитоидов и их производных.

Структурные исследования проведены в лаборатории НИЛЭПМ кафедры минералогии и геохимии геолого-географического факультета Томского государственного университета на дифрактометре ДРОН-3. Условия съемки – Cu анод, 18 kV, 12 mA, 4 °/мин. Расчет структурных параметров выполнен по стандартной методике [3].

Материал для работы собран в процессе прохождения научно-исследовательской практики на территории Монгольского Алтая. Дунгурхинский массив изучался экспедицией Томского государственного университета под руководством С.И. Коноваленко в августе 2008 г. В работе использованы также данные предыдущих исследователей гранитоидного магматизма Западной Монголии [1].

Крупный Дунгурхинский pluton гранодиорит-адамеллит-гранитовой формации площадью 2200 км² располагается на крайнем западе Монголии к северу от озера Хотон-Нур. Согласно С.П. Гавриловой [1] он имеет позднеордовикский возраст и прорывает терригенные толщи среднего - верхнего кембрия. Вмещающие породы изменены до хлорит-биотитовых, биотитовых, иногда амфиболсодержащих микрокристаллических сланцев и сланцеватых роговиков, реже встречаются роговики и кристаллические сланцы. На контакте гранитов со сланцами отмечается сильная серицитизация ксеноморфных зерен микроклина, гипидиоморфные зерна плагиоклаза пелитизированы и слегка искривлены, как и акцессорные слюды.

По данным В.В. Амантова, В.П. Ажипы и Б. Лувсанданзана [2] массив состоит из гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, связанных взаимопереходами. Его становление происходило в две фазы. Главная фаза, породами которой сложена основная площадь, представлена крупно-грубозернистыми двуслюдяными гранитами с турмалином (рис.), дополнительная – мусковитовыми гранитами, часто с шерлом и акцессорным гранатом альмандин-спессартинового ряда.

Минеральный состав гранитов главной фазы обнаруживает следующие соотношения основных минералов. Кварц в объеме 25–30 % присутствует в виде прозрачных ксеноморфных зерен, в которых частичная грануляция и облачное погасание указывают на внешнее давление. Суммарное содержание полевых шпатов около 60 %. Слабо идиоморфные зерна микроклина с характерной микроклиновой решеткой преобладают над субизометричными зернами кислого плагиоклаза, в которых наблюдаются характерные полисинтетические двойники. Пертиты калиевого полевого шпата отличаются разнообразием изменяясь от классических пертитов распада до слабо проявленных пертитов замещения. Нередко встречается «шахматная» микроструктура микроклина: близкие к изометричным зерна кварца располагаются в крупных ксеноморфных зернах микроклина. Количество слюд не превышает 5 %, они образуют листочки неправильной формы, деформированы, расщеплены и отличаются резким плеохроизмом. Проявлена хлоритизация биотита. Кроме идиоморфного игольчатого турмалина в числе акцессорных минералов присутствуют мелкие зерна граната, флюорита и окисленного пирита.



Рис. Грубозернистый двуслюдяной гранит с турмалином

Породы дополнительной фазы включают мелкозернистые мусковитовые и мусковит-турмалиновые граниты, лейкограниты и пегматоидные граниты, а также пегматиты с турмалином, мусковитом и бериллом.

Состав мелкозернистых гранитов дополнительной фазы близок к составу гранитов главной фазы, однако они почти не содержат биотита. Слюды отличаются изъеденностью контуров. Зерна плагиоклазов более идиоморфны по отношению к выделениям калиевого полевого шпата. Перечисленные выше особенности пород главной фазы: грануляция кварца, расщепление слюд, «шахматная» графика и вторичные изменения характерны и для дополнительной.

Таблица

Структурные характеристики калиевых полевых шпатов

№ п/п	Характеристика пород	Параметры			Структурная разновидность	% От
		$\Delta\rho$	Δz	t_1		
1	Среднезернистый двуслюдяной гранит	0,95	0,93	0,96	Максимальный микроклин	92
2	Мелкозернистый гранит	0,83	0,93	0,95	Максимальный микроклин	87
3	Мелкозернистый мусковитовый гранит	0,99	0,85	0,92	Максимальный микроклин	82
4	Мелкоблоковый бериллоносный пегматит	0,78	0,8	0,84	Максимальный микроклин	77

Пегматиты массива представлены шпировыми фаціальными образованиями с постепенными переходами в окружающие граниты, и секущими телами с резкими контактами. Внутреннее строение жильных тел нечетко зональное. Их краевая зона сложена графическим пегматитом, промежуточная – апографическим, а центральная – мелкоблоковым. Замещающие комплексы представлены ранним кварц-мусковитовым, развитым более широко, и поздним альбитовым. С тем и другим связано появление в жилах берилла, в первом случае голубовато-зеленого, во втором – желтоватого и белого. Зональность зерен берилла указывает на изменение состава флюидов в процессе роста кристаллов.

Исследован калиевый полевой шпат главной и дополнительной фаз гранитов, а также бериллоносных пегматитов. Полученные результаты отражены в таблице и показывают, что калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов по степени упорядоченности отвечают максимальному микроклину. Значения триклинной упорядоченности ($\Delta\rho$) изменяются в интервале 0,78–0,99; степень моноклинности (Δz) колеблется от 0,8 до 0,93, а концентрация алюминия в первой позиции тетраэдра находится в интервале 0,84–0,96. Содержание ортоклаза последовательно уменьшается от 92 % в калиевых полевых шпатах гранитов первой фазы до 82–87 % в мелкозернистых мусковитовых гранитах дополнительной фазы и 77 % в блоковом калиевом полевом шпате пегматитов.

Такая высокая упорядоченность калиевых полевых шпатов гранитов и их производных, по-видимому, связана с насыщенностью исходного расплава летучими компонентами, о чем свидетельствует обилие слюд и турмалина в гранитах и пегматитах. Второй причиной, вероятно, являлась относительно низкая температура кристаллизации расплавов.

Явно выраженных тенденций направленного изменения структурных характеристик калиевого полевого шпата в одновременных производных гранитного плутона не выявлено. Возможно, это связано с ограниченностью изученной выборки, а, возможно, отражает реальную ситуацию. Предполагается в дальнейшем привлечь к выявлению эволюции типоморфизма калиевых полевых шпатов массива люминесцентные характеристики минералов и их типохимизм, что должно помочь в расшифровке условий формирования породобразующих полевых шпатов гранитоидов.

Литература

1. Гаврилова С.П. Гранитоидные формации Западной Монголии // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. – М.: Наука, 1975. – С 102–105.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Том II. Магматизм, метаморфизм, тектоника / Под ред. Р.А.Хасина, Ю.А. Борзаковского, Л.П. Зоненштайна. – М.: Недра, 1973. – 752 с.
3. Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. – Л.: Недра, 1983. – 359 с.

ГАББРОИДЫ БУРЛАКСКОГО РАССЛОЕННОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА НИЖНЕДЕРБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНОГО САЯНА)
Т.Ю. Черкасова

Научный руководитель профессор А.К. Мазуров
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Бурлакский массив образует составную часть потенциально рудоносных на Cu, Ni, Pt расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий нижнедербинского комплекса, расположенного в северо-западной части Восточного Саяна [1]. Объектами петрографического изучения явились габброиды Бурлакского массива, которые представлены, главным образом, лейкократовыми трахитоидными габбро-норитами, наряду с которыми встречаются оливковые габбро и метагаббро.

Для габбро-норитов характерна порфиридная структура, обусловленная наличием крупных ленточных зерен плагиоклаза, при этом основная масса имеет габбровую структуру. Породы обычно интенсивно деформированы, поэтому в них часто отмечаются катакластические структуры.

Габбро-нориты характеризуются отчетливо выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением удлиненных порфиридных зерен плагиоклаза (рис., а). Габбро-нориты отличаются следующим минералогическим составом: плагиоклаз ~ 65–90 %; моноклинный пироксен ~ 5–15 %; ромбический пироксен ~ 5–15 %; оливин до 4 %; биотит < 1 %, рудные минералы < 1 %. Темноцветные минералы распределены в породе крайне неравномерно и в отдельных участках породы они отсутствуют. Плагиоклаз – основной компонент породы. Размер его зерен значительно варьирует. Наиболее крупные ленточные индивиды представляют порфиридные вкрапленники, размер которых по длине составляет 4–8 мм, иногда достигает 15 мм. Они ориентированы субпараллельно, подчеркивая директивность породы. Порфиридные вкрапленники обычно интенсивно пластически деформированы, что выражается в их неоднородном погасании, искривлении двойниковых полос в виде флексур и мелких складочек (рис., а), в них появляются многочисленные микросдвиги, они расчленены на отдельные субиндивиды. По оптическим свойствам (углу симметричного погасания) и химическому составу (табл.) плагиоклаз соответствует лабрадору № 55–57. Вдоль плоскостей трахитоидности располагаются агрегаты относительно мелких субизометричных и слабо удлиненных зерен плагиоклаза с размерами 0,3–1,5 мм, которые, возможно, образовались в процессе пластической деформации посредством синтетектонической рекристаллизации на месте более крупных индивидов. Мелкие зерна плагиоклаза также имеют свежий облик, однако их состав более кислый по сравнению с вкрапленниками и соответствует андезину № 45–47. Зерна плагиоклаза иногда слабо серицитизированы и пелитизированы. По трещинам в них наблюдаются буровато-желтые гидроокислы железа, зеленовато-желтые чешуйки хлорита и мелкие зерна карбонатов. Клинопироксен и ортопироксен наблюдаются в виде таблитчатых и удлиненных зерен размером 0,5–3 мм, иногда до 5 мм, которые распределены в породе неравномерно (рис., а). Они тесно ассоциируют между собой и образуют лентовидные агрегаты, ориентированные вдоль трахитоидности породы. Оба пироксена представлены как относительно крупными (размером 2–3 мм), так и мелкими (размером менее 1 мм) зернами. Последние часто располагаются в зонах рекристаллизации совместно с мелкими зернами плагиоклаза. Крупные зерна пироксенов обнаруживают блоковое погасание. В клинопироксене и ортопироксене отчетливо проявлена призматическая спайность как в одном, так и в двух направлениях. Они имеют зеленовато-розовую окраску. При этом, ортопироксен обнаруживает отчетливый плеохроизм, прямое погасание и двупреломление 0,009–0,020, что позволяет отнести его к гиперстену и подтверждается определением его химического состава. У клинопироксена отчетливое косое погасание ($c:N_g \approx 40\text{--}45^\circ$) и более высокое двупреломление (0,024–0,030). В зернах клинопироксена отмечаются полисинтетические двойники. По своим оптическим свойствам и химическому составу он, очевидно, относится к титанавгиту. Вдоль трещинок в зернах пироксенов развиваются вторичные изменения (гидроокислы железа, хлорит). В интенсивно измененных породах зерна пироксенов полностью замещены вторичными минералами (хлоритом и карбонатами). В них хорошо сохранилась реликтовая спайность, которая, вероятно, является контролирующей структурой для развития вторичных минералов. Хлорит имеет зеленовато-желтую окраску, аномально низкое двупреломление, карбонаты отличаются отчетливой псевдоабсорбцией и аномально высоким двупреломлением.

Оливин встречается редко, его зерна обладают субизометричной формой размером 1–1,5 мм. В них отмечается интенсивная трещиноватость, по трещинам развиты агрегаты мелких зеленоватых зерен хлорита и серпентина с образованием петельчатой структуры. Рудные минералы редки, представлены вкрапленностью мелких зерен магнетита с максимальными размерами до 0,3 мм и обычно ассоциируют с чешуйками бурого биотита. Рудная минерализация требует дальнейшего более детального изучения.

Оливиновые габбро представлены, как и габбро-нориты, лейкократовыми разностями. Для них характерна габбровая (рис., б.) структура и следующий количественно-минеральный состав: плагиоклаз ~ 75 %, клинопироксен ~ 15 %, оливин ~ 10 %, биотит < 1 %, рудные минералы < 1 %. Распределение главных минералов в породе неравномерное. Плагиоклаз представлен слабо удлиненными и субизометричными зернами с размерами 0,5–1,5 мм (чаще около 1,0 мм) (рис., б.). В них хорошо выражены полисинтетические двойники, а вторичные продукты отсутствуют. По составу плагиоклаз соответствует лабрадору № 65. Клинопироксен и оливин тесно ассоциируют между собой и слагают совместные агрегаты. Они образуют удлиненные и субизометричные зерна размером 0,5–1,5 мм (рис., б.). При этом, индивиды клинопироксена слабо розоватые, обладают совершенной призматической спайностью, косым погасанием ($c:N_g \approx 43^\circ$) и высоким двупреломлением 0,025. Зерна оливина бесцветные и отличаются высоким двупреломлением 0,030. Для них характерна обильная трещиноватость, по трещинам развит зеленоватый серпентин и магнетит. Магнетит наблюдается в виде мелких ксеноморфных зерен со сложными очертаниями (размером до 0,5 мм), которые пространственно ассоциируют с зернами клинопироксена.

Метагаббро установлены в единичных случаях. В них наблюдается реликтовая габбровая структура, чаще наблюдается лепидонематобластовая. Для них установлен следующий количественно-минеральный состав: плагиоклаз ~ 50–60 %, клинопироксен ~ 40 %, биотит ~ 10 %, сфен < 1 %, рудные минералы < 1 %. Первичные минералы подвержены интенсивному замещению вторичными: серицитом, уралитом, актинолитом и хлоритом, встречается кварц. Плагиоклаз наблюдается в виде удлиненных таблитчатых зерен с размерами до 2,0 мм. Иногда в зернах просвечиваются полисинтетические двойники. По углу симметричного погасания плагиоклаз определяется как андезин № 37–47. Уралит образует псевдоморфозы по зернам клинопироксена и обладает слабой зеленоватой окраской. Актинолит также образуется по клинопироксену и представлен слабо удлиненными и игольчатыми зернами размером 0,3–1,0 мм. В наиболее крупных зернах видна спайность,

полисинтетические двойники, характерно косое погасание ($c:N_g \approx 17^\circ$) и двупреломление 0,025. Биотит образует ксеноморфные чешуйчатые зерна (разм. 0,4–1,0 мм), нередко обособленные в небольшие по размерам агрегативные скопления. Характерно высокое двупреломление 0,043. Сфен встречается часто как вкрапленность мелких изометричных зерен в актинолите. Рудные минералы также тесно связаны с актинолитом, образуя в них вкрапленность мелких ксеноморфных зерен. Встречаются зонки, сложенные зеленоватым хлоритом, плеохроирующим до почти бесцветного. Нередко отмечаются участки, сложенные мелкозернистыми спутанно волокнистыми агрегатами актинолита в сочетании с хлоритом и зернами рудных минералов.

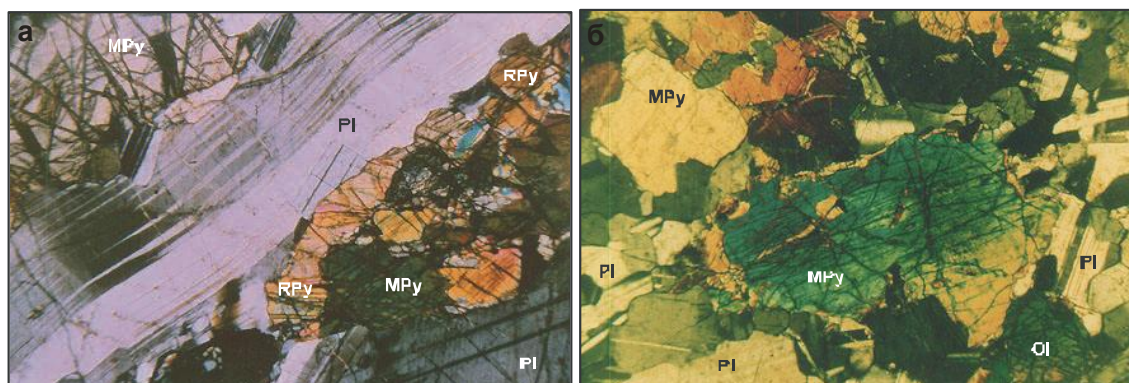


Рис. а) Габбро-норит. Трахитоидная текстура. Обр. 1/3. Увел. $\times 30$. Никולי X. Ol – оливин, MPy – клинопироксен, RPy – ортопироксен, Pl – плагиоклаз; б) Оливиновое габбро. Габбровая структура. Обр. 3/10. Увел. $\times 30$. Никולי X. Ol – оливин, MPy – клинопироксен, Pl – плагиоклаз

Таким образом, габброиды Бурлакского массива представлены преимущественно неизменными лейкократовыми габбро-норитами и частично оливиновым габбро. Для них характерна офитовая, реже габбровая структура и трахитоидная текстура. Наличие офитовых структур в габброидах, очевидно, свидетельствует об их формировании в мезоабиссальных условиях на сравнительно небольших глубинах. Трахитоидность пород, вероятно, отражает поверхности и направление течения магматического расплава на заключительных стадиях кристаллизации пород. Присутствие признаков пластических деформаций в минералах свидетельствует о вовлечении пород массивов в постмагматическую стадию в интенсивные пластические деформации.

Таблица

Химический состав плагиоклаза в габбро-норитах Бурлакского массива, мас. %

Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
Обр. 1/5	54,30	28,37	0,18	0,03	11,01	4,81	0,87	99,57	
Обр. 6/1	53,91	28,49	0,19	0,02	11,45	4,81	0,91	99,78	
Элементы	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Сумма	Ап
Количество ионов в пересчете на 8 (O)	2,469	1,520	0,007	0,002	0,536	0,424	0,051	5,008	55,83
	2,452	1,527	0,007	0,001	0,558	0,425	0,053	5,023	56,77

Изучение габброидов наиболее дифференцированного мафит-ультрамафитового Бурлакского массива нижнедербинского комплекса является важным этапом исследования для выявления признаков на обнаружение возможного Cu-Ni и Pt оруденения, поскольку руды меди и никеля, а также, по-видимому, платиноидов, локализируются в наиболее полно дифференцированных высокомагнезиальных низкощелочных плутонах при взаимодействии базитов с окружающей средой.

Литература

1. Волохов И.В., Иванов В.М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1964. – № 5. – С. 52–67.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИНА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ТАЛАЖИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**А.Н. Юричев**Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Петроструктурные исследования ультрамафитов получили довольно широкое распространение в связи с возможностью получения новой информации об условиях их формирования, а также о механизмах и хронологической последовательности развития наложенных пластических деформаций [1]. Метод петроструктурного анализа позволяет идентифицировать механизмы и установить эволюционную последовательность кристаллизации и пластического деформирования минералов. Оливин в магматических условиях предпочтительно ориентируется по форме зерен и отражает эффект течения магматического расплава [3].

Петроструктурные исследования оливина нами проведены в неориентированных образцах плагиодунитов (обр. 5014/7, 1109) и троктолитах (обр. 5015/2) Талажинского мафит-ультрамафитового расслоенного массива, расположенного в северо-западной части Восточного Саяна. Полученные петроструктурные узоры оливина не имеют пространственной ориентировки. Главной задачей анализа полученных петроструктурных узоров оливина является пространственное соотношение ориентировок кристаллооптических осей с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью.

Плагиодуниты. Петроструктурным исследованием оливина в плагиодунитах Талажинского массива установлены идентичные предпочтительные оптические ориентировки как по форме, так и внутреннему строению (рис., обр. 5014/7, 1109). Они характеризуются следующими особенностями. Кристаллооптические оси Ng и Nr образуют близкие почти однотипные петроструктурные узоры, которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью. Они образуют совмещенные пояса концентрации, нормально к линейности. В поясах отчетливо наблюдаются локальные максимумы осей, при этом хорошо выраженные максимумы осей Ng (6–8 %) и Nr (4–6 %) располагаются нормально к минеральной уплощенности. Один из локальных максимумов Ng (4 %) находится в плоскости минеральной уплощенности, нормально к линейности. Другие локальные максимумы этих осей ориентированы под различными углами к плоскости уплощенности. Ось Nm в обоих образцах образует по одному максимуму с высокой плотностью (10 %), совмещена с линейностью, максимумы имеют тенденцию растягиваться в пояс вдоль плоскости минеральной уплощенности.

Троктолиты. Петроструктурным исследованием оливина в троктолите Талажинского массива устанавливаются предпочтительные оптические ориентировки (рис., обр. 5015/2), которые по своим петроструктурным узорам оказываются близкими таковым в плагиодунитах. Кристаллооптические оси Ng и Nr имеют близкие петроструктурные узоры, которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью. Они образуют совмещенные пояса концентрации, нормально к линейности. В поясах отчетливо наблюдаются локальные максимумы осей, при этом хорошо выраженные максимумы осей Ng (6 %) и Nr (8 %) располагаются нормально к минеральной уплощенности. Один из локальных максимумов Ng (6 %) находится в плоскости минеральной уплощенности, нормально к линейности. Другие локальные максимумы этой оси ориентированы под различными углами к плоскости уплощенности. Ось Nm образует один максимум с высокой плотностью (10 %), совмещенный с линейностью. Еще один локальный максимум оси Nm (4 %) лежит в плоскости минеральной уплощенности.

Выводы. Анализ полученных петроструктурных узоров с использованием литературных источников [2, 3] позволил сделать следующие выводы об их образовании. Петроструктурные узоры ориентировок оливина образовались в результате кристаллизации магматического расплава и последовательно наложенных пластических деформаций.

На первом магматическом этапе сформировалась оптическая ориентировка, которая предпочтительно определяется формой зерен и отражает эффект течения магматического расплава [4]. Это в равной степени относится к движению как изолированных оливиновых кристаллов в расплаве, так и кристаллов-кумуляса с незначительным количеством интергранулярного расплава. При этом, максимум Nm располагается в плоскости течения и соответствует его направлению (L), а две другие оси образуют ортогональные максимумы. Наиболее сильный по плотности максимум осей Nr, вероятно, ориентирован нормально к плоскости течения. Такой петроструктурный узор оливина образовался в условиях ламинарного течения расплава, которое обычно сопровождается незначительным турбулентным вращением кристаллов [4].

На втором заключительном этапе кристаллизации, когда количество кристаллов становится значительным, они начинают реагировать на динамические нагрузки и вовлекаются в пластические деформации, которые сопровождались усложнением оптических ориентировок оливина. Пластические деформации реализовались сменой систем трансляционного скольжения в оливине от среднетемпературных к низкотемпературным: (110)[001] → (100)[001]. В этом случае направление трансляционного скольжения [001] = Nm контролировалось пластическим течением в породах, фиксируемым L. Направление трансляционного скольжения в оливине и пластического течения в породах, фиксируемого L = Nm, унаследовали направление перемещения расплава. При этом, плоскость (110) фиксируется по наличию локальных максимумов Ng и Nr, расположенных под углом к минеральной уплощенности, а плоскость (100) – локальным максимумом Ng, нормальным к ней. В результате таких деформаций образовались совмещенные пояса концентрации осей Ng и Nr. Установленная в плагиодунитах отчетливая тенденция максимума Nm растягиваться в пояс вдоль

минеральной уплощенности свидетельствует, очевидно, о наложенной заключительной пластической деформации, осуществлявшейся посредством синтетектонической рекристаллизации в полностью раскристаллизованных породах.

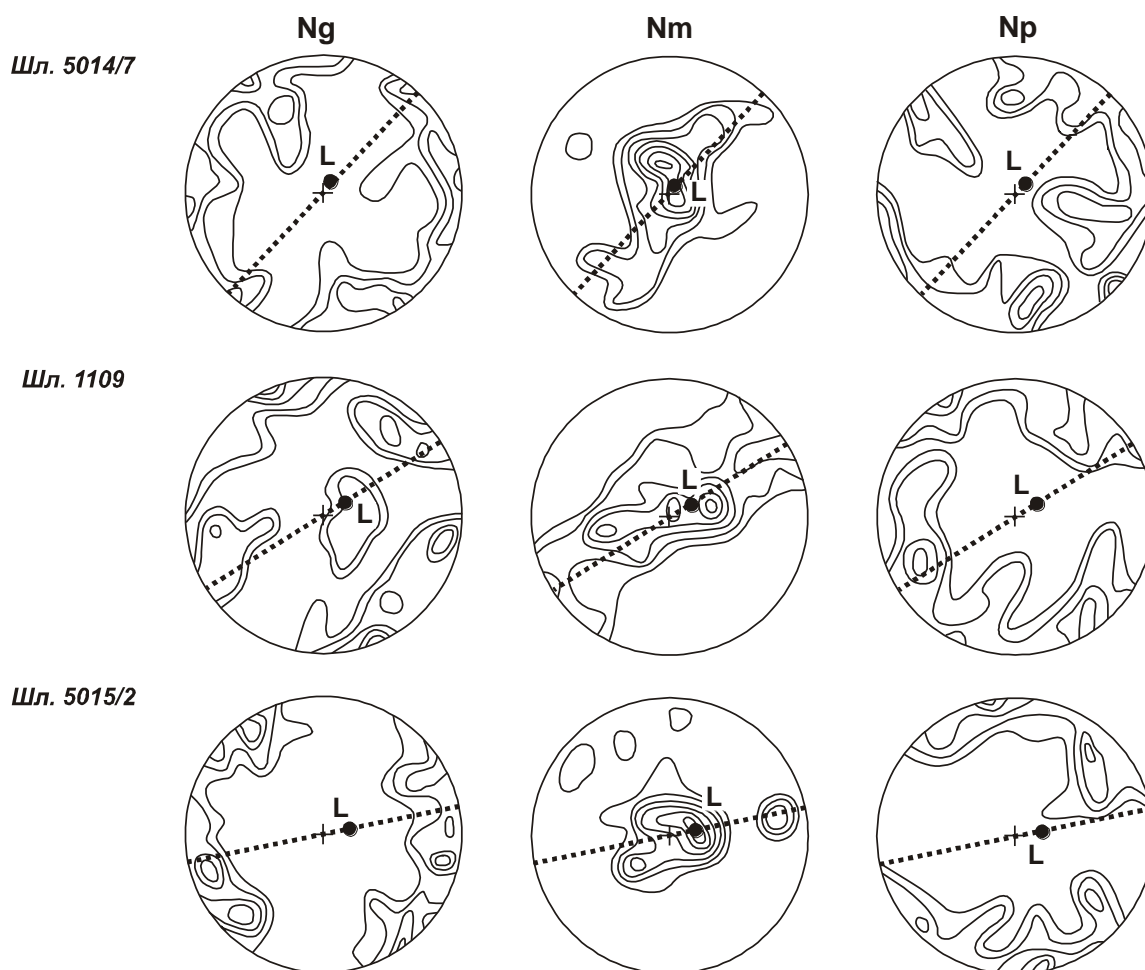


Рис. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина в плагиодуните (шл. 5014/7, 1109), троктолите (шл. 5015/2) Талажинского массива. Диаграммы построены по 50 замерам осей оптической индикатрисы оливина. Изолинии: 1...2...4...6...8...10 % на 1 % сетке Шмидта. Точечная линия на диаграммах – плоскость минеральной уплощенности, в которой «L» – минеральная линейность

Таким образом, формирование петроструктуры оливина в исследуемых породах, вероятно, осуществлялось при уменьшении температуры, медленной скорости и низком стрессе под структурным контролем внешнего поля напряжений в обстановке ламинарного течения магматического расплава в магматической камере, а не в стационарных условиях, в которых образуются изотропные петроструктурные узоры, обусловленные гравитационным осаждением кристаллов [4]. Последующие наложенные динамические нагрузки способствовали усложнению петроструктурных узоров и пластическому деформированию зерен оливина.

Литература

1. Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: изд-во Том. ун-та, 1989. – 398 с.
2. Казаков А.И. Микроструктурная ориентировка оливина в породах предположительно верхней мантии // ЗВМО. – 1965. – Ч. 94. – Вып. 5. – С. 576–580.
3. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность): Учебное пособие. – Томск: Чародей, 2001. – 214 с.
4. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России.

Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – Т. V. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – С. 152–175.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЛАЖИНСКОГО И ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ

А.Н. Юричев

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Талажинский массив расположен в северо-западной части Канской глыбы (Восточный Саян). По внутреннему строению и особенностям петрографического состава массив можно отнести к дунит-троктолит-анортозитовой формации, являющейся потенциально рудоносной на медь, никель и платиноиды [2]. Проведенные ранее петрологические исследования [3, 4] позволили отметить сходство данного массива с мафит-ультрамафитовым Йоко-Довыренским массивом, расположенным в северо-восточной части Прибайкалья. Объектом данного изучения явилось петро- и геохимическое сравнение этих плутонов.

Исследование химического состава пород проводилось с использованием методов РФА и ICP-MS: Талажинский массив – 23 силикатных анализа и 7 анализов ICP-MS (СНИИГиМС, г. Новосибирск); Йоко-Довыренский массив – 18 и 10 анализов соответственно (данные заимствованы из литературных источников [1]).

Петрохимические особенности. Петрохимическое изучение пород Талажинского и Йоко-Довыренского массивов позволило установить некоторые особенности их химического состава и выявить закономерности его изменения в процессе кристаллизационной дифференциации ультраосновного магматического расплава, способствующей образованию пород в следующей последовательности: плагиодуниты → троктолиты → анортозиты. По результатам силикатных анализов рассчитаны среднеарифметические составы главных типов пород: плагиодунитов, троктолитов и анортозитов в сравниваемых объектах. Построенные вариационные кривые отражают изменение в процессе дифференциации исходных магматических расплавов (рис., А). На графиках видно, что главные породы Талажинского и Йоко-Довыренского массивов обладают близкими содержаниями основных элементов и одинаковым характером распределения, отражающим отчетливую тенденцию накопления SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) от более ранних дифференциатов (плагиодунитов) к более поздним (анортозитам). Обратная картина наблюдается для FeO (общ), MnO и MgO , содержание которых уменьшается по мере деплетирования расплава. Отличие между массивами составляет несколько повышенная титанистость пород Талажинского массива. К наиболее характерным петрохимическим особенностям пород сравниваемых массивов следует отнести недонасыщенность кремнеземом, высокую магнезиальность и глиноземистость при относительно низких содержаниях титана, фосфора и суммы щелочей.

Для сравнения пород массивов по вещественному составу были построены бинарные диаграммы (рис., Б, В, Г), на которых фигуративные точки главных типов пород обоих массивов образуют узкий единый тренд, который обнаруживает отчетливое линейное распределение, отражающее единую непрерывную дифференцированную серию. Для этих массивов наблюдается как прямая корреляция элементов $\text{CaO}-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, FeO (общ)- MgO , $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$, так и обратная для пар $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}-\text{CaO}$, FeO (общ)- SiO_2 , FeO (общ)- CaO , FeO (общ)- Al_2O_3 . Отсюда следует, что ведущим механизмом формирования пород Талажинского и Йоко-Довыренского массивов было фракционирование оливина, плагиоклаза и клинопироксена. В соответствии с основными минералогическими тенденциями в процессе фракционной кристаллизации с уменьшением содержания MgO в породах наблюдается увеличение количества SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и уменьшение FeO (общ) при низких и практически постоянных содержаниях TiO_2 , что в целом и выражается в отчетливой троктолитовой (OI-PI) специализации.

Геохимические особенности. Содержание REE в породах Талажинского и Йоко-Довыренского массивов не превышает 10-ти кратных хондритовых норм. При этом, максимальные их концентрации отмечаются в поздних породах расслоенной серии плутонов – оливиновых габбро и анортозитах. На графике отчетливо прослеживается тенденция в сторону REE-обогащения расплава по мере его дифференциации от плагиодунитов к анортозитам (рис., Д, Е). Для пород массивов характерны пологие спектры распределения REE, нормированные на хондрит [5], характеризующиеся слабым отрицательным наклоном. При этом в плагиодунитах и троктолитах обоих массивов отмечается пологое слабopоложительное наклонение в области тяжелых лантаноидов (HREE) при величине отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3,7$ (плагиодуниты) и 7,6–8,7 (троктолиты) для Талажинского массива, 2,1 и 7,9 соответственно для Йоко-Довыренского массива. В оливиновых габбро $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6,8$ для Талажинского массива; 7,5 для Йоко-Довыренского. Спектр распределения REE в плагиодуните последнего отличается отсутствием европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_n = 1,06$) при наличии таковой в подобных породах Талажинского массива ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_n = 2,6$). Нормированные тренды троктолитов и оливиновых габбро обоих массивов характеризуются наличием положительной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_n = 4,0$ и 2,5 для талажинских троктолитов и оливиновых габбро соответственно, 3,1 и 3,0 для йоко-довыренских). Интерпретировать эти аномалии, по мнению [6], сложно из-за высокой подвижности Eu в течение процесса серпентинизации.

При этом, исследованные породы обоих массивов характеризуются большей обогащенностью LREE элементами (La, Ce, Pr, Nd) нежели MREE элементами (Er, Tm, Yb, Lu), низкими концентрациями и слабо дифференцированным спектром REE.

Выводы. Петро- и геохимическое сравнение главных типов пород исследуемых Талажинского и Йоко-Довыренского расслоенных массивов показало их существенное родство. Характерными особенностями породной ассоциации, слагающей плутоны, являются недонасыщенность кремнеземом, высокая магнезиальность

и глиноземистость при относительно низких содержаниях титана, фосфора и суммы щелочей, низкие концентрации и слабо деплетированные спектры распределения REE. Состав магматических образований отвечает оливин-плаггиоклазовой котектике.

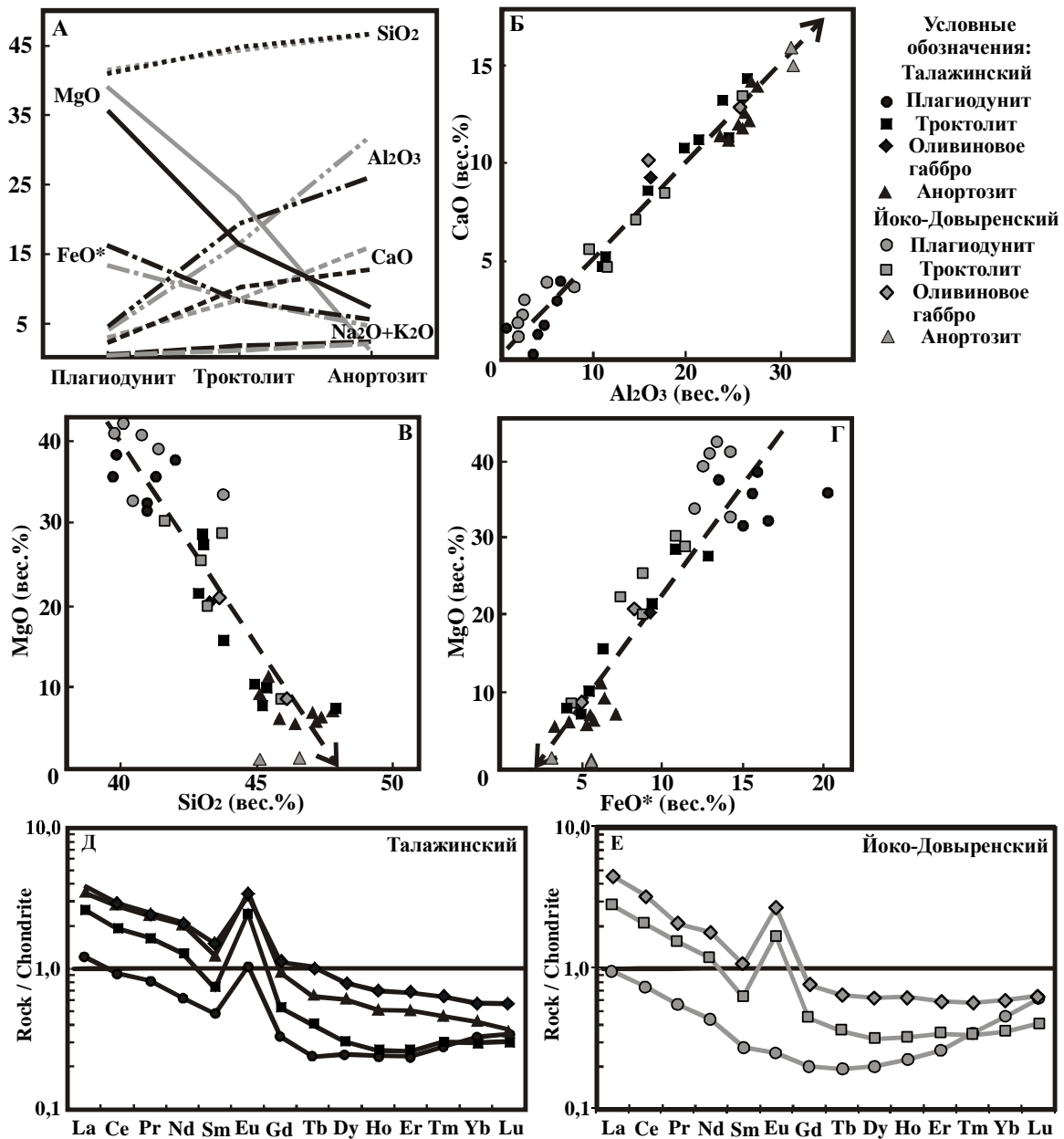


Рис. Диаграммы, характеризующие эволюцию расплавов Талажинского и Йоко-Довыренского массивов:
 А – вариационные кривые, построенные по средним составам главных типов пород массивов;
 Б, В, Г – бинарные диаграммы для ультрамафитов и габброидов массивов;
 Д, Е – распределение REE в породах массивов, нормированных по хондриту [5]

С Йоко-Довыренским мафит-ультрамафитовым массивом связано медно-никелевое месторождение. Рудная минерализация на месторождении приурочена к нижней части разреза массива и сосредоточена в зоне перехода от плаггиодунитов к троктолитам [1]. Сходная геологическая ситуация, петро- и геохимические особенности в сопоставляемых массивах позволяют отнести Талажинский массив к потенциально рудоносному.

Литература

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. – 265 с.
2. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. – 410 с.

3. Юричев А.Н. Петрография Талажинского мафит-ультрамафитового расслоенного массива (Восточный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XII Междунар. симпоз. им. акад. Усова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. – С. 148–150.
4. Юричев А.Н. Талажинский мафит-ультрамафитовый расслоенный массив (СЗ Восточного Саяна) // Геология: Матер. XLVI Междунар. науч. студенч. конф. “Студент и научно-технический прогресс”. – Новосибирск, 2008. – С. 110–111.
5. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. – Elsevier, 1984. – P. 63–114.
6. Melcher F., Meisel T., Puhl J., Koller F. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry // Lithos. – 2002. – № 65. – P. 69–112.