

В. Г. ИВАНОВ, В. С. САМОЙЛОВ, Л. Л. ПЕТРОВ, С. К. ЯРОШЕНКО

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ЛАЗУРИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 5 III 1975)

Породы лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья образовались в течение трех этапов: регионального метаморфизма, магматического и постмагматического (¹). С первыми двумя этапами связано формирование пород, которые представляют субстрат, необходимый для последующего лазуритообразования. Это, прежде всего, доломитовые мраморы, аподолмитовые породы, относящиеся к формации магнезиальных скарнов магматического этапа (²), и магматические силикатные породы, с внедрением которых связано скарнирование доломитовых мраморов. Возникающая при этом метасоматическая зональность в целом имеет обычный вид: магматическая порода — пироксеновый скарн — форстерито-шпиннелевый или форстеритовый кальцифир — доломитовый мрамор. Магматические породы представлены нормальными биотитовыми или пироксеновыми гранитами, субщелочными гранитами, разностями сиенитового или моноклитового состава. Магматические эндоконтактные породы в зависимости от местных условий имеют «анортозитовый» (на 90% сложенный основным плагиоклазом), нефелин-сиенитовый (содержат до 80% нефелина) или сиенитовый составы.

Лазуритоносные метасоматиты развиваются в одну из наиболее ранних стадий постмагматического этапа. Образование этих пород сопровождается интенсивным катаклизмом и будинированием более ранних магматических, метаморфических и метасоматических пород. Лазуритоносные метасоматиты формируются биметасоматическим путем (³), на контакте доломитовых мраморов и алюмосиликатных пород, прежде всего магматических, реже — скарнов или гнейсов. Метасоматические тела обладают зональным строением, которое в общем имеет следующий вид от алюмосиликатной породы к мрамору: диопсидо-лазуритовая порода — лазуритовый кальцифир — перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор (иногда кальцифир). При этом диопсидо-лазуритовые метасоматиты замещают алюмосиликатную породу, а остальные — существенно карбонатные породы. Одновременно с формированием лазуритсодержащих пород в стадию лазуритообразования возникают метасоматиты (⁴), а в менее магнезиальной и известковой среде — соответственно флогопитовые и волластонитовые метасоматиты, являющиеся фациальными аналогами лазуритовых пород. В более поздние стадии постмагматического этапа образуются различного состава гидротермально-метасоматические породы, в том числе и аполазуритовые (¹).

При изучении геохимических особенностей процесса лазуритообразования основное внимание было уделено поведению редких элементов, типоморфных как для щелочно-карбонатных, так и скарновых пород, — Sr, Ba, В, а также Ве. Всего было выполнено более 700 определений этих элементов (количественным спектральным методом), главным образом в неизмененных породах и минералах.

Стронций и барий. Наиболее низкие содержания Sr и Ba наблюдаются в доломитовых мраморах, не затронутых процессами скарнирова-

ния и лазуритизации (рис. 1) — в среднем 0,0049% Sr и 0,0017% Ba. При скарировании доломитовых мраморов в магматический этап наряду с глубоким преобразованием их минерального состава происходит привнос Sr и в меньшей степени Ba. Так, в форстеритовых кальцифирах содержится в среднем 0,022% Sr и 0,0029% Ba, а в пироксеновых скарнах 0,016% Sr и 0,0024% Ba. Магматические породы этапа гранитизации характеризуются повышенными содержаниями Sr и особенно Ba (рис. 1), причем в наибольшей мере обогащены этими элементами породы сненитового и монцонитового состава (в среднем 0,057% Sr и 0,46% Ba). В биотитовых гранитах содержится в среднем 0,013% Sr и 0,020% Ba, в нормальных пироксеновых гранитах 0,030% Sr и 0,46% Ba, в породах нефелин-сненитового состава 0,033% Sr и 0,42% Ba, в породах «анортозитового» состава 0,028% Sr и 0,027% Ba. Накопление Ba в магматических породах субщелочного состава, видимо, связано с особой ролью калиевого полевого шпата.

В процессе лазуритообразования поведение Sr и Ba существенно различается. Если в отношении Sr наблюдается еще более существенный привнос, то содержание Ba в породах стадии лазуритообразования в значительной степени определяется его количеством во вмещающих породах и сильно варьирует — от 0,0017 до 0,66% Ba (рис. 1). Поведение Sr и Ba в породах разреза доломитовый мрамор — алюмосиликатная порода показано на рис. 2. Наибольшими содержаниями Sr характеризуются лазуритовые кальцифиры (до 0,43% Sr) и, особенно, сильно перекристаллизованные и кальцитизированные породы, образующие внешние ореолы вокруг лазуритсодержащих пород (до 0,57% Sr). Максимальные концентрации Ba наблюдаются в дионсидо-лазуритовых породах, развивающихся за счет пород сненитового состава (до 0,66% Ba), причем отмечается закономерное увеличение содержания Ba в сторону алюмосиликатной породы (рис. 2). Это, вероятно, связано с диффузией Ba от зоны преобразования алюмосиликатной породы в сторону мрамора.

Основное количество Ba и особенно Sr концентрируется в кальците (0,13–0,66% Sr и до 0,12% Ba). Однако в лазуритах отмечается до 0,16% Sr и до 0,11% Ba, т. е. минерал также является важным концентратором этих элементов.

Бериллий. Неизменные мраморы содержат в среднем 0,21 г/т Be. При скарировании доломитовых мраморов в магматический этап не наблюдается никаких существенных изменений в концентрации Be. Форстеритовые кальцифиры содержат 0,1–0,3 г/т, в среднем 0,19 г/т Be. Пи-

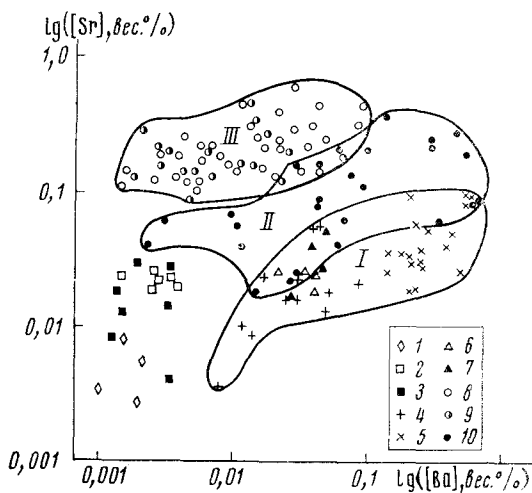


Рис. 1. Содержания Sr и Ba в породах лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья. I — доломитовые мраморы; 2 — форстеритовые кальцифиры; 3 — пироксеновые скарны; 4 — граниты нормального ряда; 5 — субщелочные граниты, снениты, монцониты; 6 — породы «анортозитового» состава; 7 — породы нефелин-сненитового состава; 8 — перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы и кальцифиры; 9 — лазуритовые кальцифиры и их аналоги; 10 — дионсидо-лазуритовые породы и их аналоги. I — поле магматических пород, II — поле дионсидо-лазуритовых пород и их аналогов, III — поле апокарбонатных метасоматитов стадии лазуритообразования

роксеновые скарны, образованные за счет доломитовых мраморов, вне контакта с гранитоидами, содержат в среднем 0,27 г/т Ве.

Магматические породы характеризуются на порядок более высокими содержаниями Ве — в среднем 5,3 г/т Ве, что близко к кларку Ве для гранитов 5,5 г/т по А. П. Виноградову (5). Тем не менее распределение Ве в гранитоидах крайне неравномерно и зависит, с одной стороны, от типа гранитоидов, с другой — от различных контактовых воздействий. Биотитовые граниты содержат в среднем 2,2 г/т Ве, что близко совпадает с концентрацией этого элемента в мигматизированных гнейсах (в среднем 2,8 г/т Ве), тогда как неизменные биотит-гранатовые гнейсы содержат

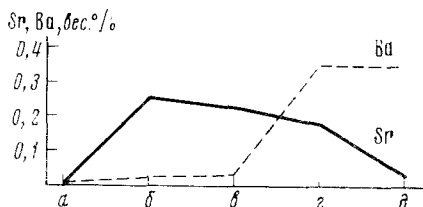


Рис. 2. Средние содержания Sr и Ba в породах разреза доломитовый мрамор — алломосилкатная порода. а — доломитовые мраморы; б — перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы и кальцифиры; в — лазуритовые кальцифиры; г — диопсидо-лазуритовые породы; д — алломосилкатные породы

4,5 г/т Ве. Более высокими содержаниями Ве, в среднем 8,2 г/т, характеризуются пироксеновые граниты. В наибольшей степени обогащаются этим элементом эндоконтактные фации гранитоидов. Породы «анортозитового» состава содержат в среднем 8,1 г/т Ве, а в породах нефелин-спенитового состава отмечается до 26,0 г/т Ве (в среднем 13,8 г/т). При этом следует отметить, что породы «анортозитового» состава возникают главным образом в эндоконтактах биотитовых гранитов. Подобная тенденция характерна и для пород граносиенитового состава, содержащих в среднем 1,4 г/т Ве. Так, в граносиените с 0,55 г/т Ве по мере приближения к контакту с мраморами содержание Ве закономерно увеличивается до 2,4 г/т, хотя минеральный состав породы существенно не меняется. Минимальные концентрации Ве в магматических породах устанавливаются для сиенитов (в среднем 0,5 г/т Ве), состоящих почти исключительно из калиевого полевого шпата. Увеличение содержания Ве в эндоконтактах гранитных тел, вероятно, приводит к частичному увеличению содержаний этого элемента в пироксеновых скарнах экзоконтакта, содержащих от 0,45 до 2,4 г/т Ве.

В стадию лазуритообразования Ве, подобно Ba, не привносится, и его содержание в диопсидо-лазуритовых породах, возникающих в основном за счет гранитоидов, колеблется от 2,0 до 30,0 г/т, в зависимости от типа замещаемой породы. В процессе биметасоматоза, наряду с диффузией Si и Al, также отмечается диффузия Ве в сторону доломитового мрамора, выражающаяся в повышении содержания Ве в зоне лазуритового кальцифира (в среднем 1,0 г/т Ве). В последних основная масса Ве, очевидно, связана с силикатной частью породы. Наибольшие содержания Ве (до 11 г/т) отмечаются в разновидностях, богатых лазуритом и пироксеном. Характерно, что в лазуритах наблюдается от 3,8 до 8,5 г/т Ве при среднем содержании 6,8 г/т. Перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы в ореолах лазуритовых тел и их фациальных аналогов содержат 0,05–0,3, а в среднем 0,13 г/т Ве, что даже несколько меньше среднего содержания его в неизменных мраморах и кальцифирах.

Бор. Около 80% проанализированных проб доломитовых мраморов обнаруживают близкие содержания В в интервале 10–18 г/т (в среднем около 12 г/т). Но в ряде случаев доломитовые мраморы содержат значительно большие количества В (до 70 г/т) без каких-либо видимых изменений их минерального состава. Неизменные гнейсы содержат около 12 г/т В. Большинство магматических пород по уровню средних содержаний В образуют компактную группу с разбросом от 8 до 15 г/т. При этом намечается ряд: сиенит, нефелиновый сиенит (8–9 г/т В) — субщелочной

гранит (10—11 г/т) — биотитовый гранит (15 г/т), т. е. увеличение содержания В от щелочных гранитоидов к породам нормального ряда. Повышенные содержания В отмечаются в породах «анортозитового» состава (в среднем 46 г/т), что, вероятно, связано с преимущественным вхождением В в решетку основных плагиоклазов (⁶). Мигматизированные гнейсы содержат в среднем около 8 г/т В. В пироксеновых скарнах и форстеритовых кальцифирах магматической стадии содержится в среднем 15 г/т. Таким образом, в целом не наблюдается привноса В на магматическом этапе.

Существенно обогащены В постмагматические породы, причем привнос его происходит в стадию лазуритообразования. Но в силу того, что В накапливается исключительно в преобразованных магнезиальных скарнах, а лазуритовая минерализация развивается главным образом по алюмосиликатным породам, наблюдается некоторая пространственная разобщенность этих процессов. Диопсидо-лазуритовые породы содержат всего 6—17 г/т В, т. е. полностью наследуют В замещаемых алюмосиликатных пород. Высокие содержания В (до 200 г/т) наблюдаются в лазуритовых кальцифирах, образованных за счет кальцифигов магматического этапа вне видимой связи с алюмосиликатными породами. Основная же масса лазуритовых кальцифиров, возникающая за счет доломитовых мраморов в непосредственной близости от будин гранитоидов, содержит всего лишь 8—10 г/т В.

Наиболее высокие содержания В фиксируются в преобразованных пироксеновых скарнах (до 450 г/т) и в безлазуритовых перекристаллизованных мраморах и кальцифирах, слагающих внешние ореолы лазуритовых тел (до 750 г/т). Действительно, характерной особенностью месторождений В в магнезиальных скарнах является отчетливо выраженная избирательность боратового оруденения в отношении состава скарнов (⁷, ⁸). Как правило, бораты сосредоточиваются в зонах шпинель-пироксенового (пироксенового) скарна и кальцифиров. При этом все условия, неблагоприятные для развития или сохранения этих зон метасоматической колонки, будут одновременно неблагоприятными и для появления в данном участке боратового оруденения (⁸). Интенсивная тектоническая деятельность, сопровождающая образование наиболее богатых лазуритовых метасоматитов, в большинстве случаев как раз не способствует сохранению магнезиальных скарнов магматического этапа. Этим, вероятно, объясняется полное отсутствие аномальных содержаний В в породах крупного Мало-Быстринского лазуритового месторождения.

Повышенные содержания В характерны и для фациальных аналогов лазуритсодержащих пород, развивающихся в магнезиальной и известково-магнезиальной среде (до 120 г/т В в афганитовых и до 170 г/т во флогопитовых кальцифирах), в то время как в волластонитовых метасоматитах устанавливается всего 4—10 г/т.

Высокие содержания В в некоторых породах лазуритовых месторождений, вероятно, указывают на наличие в них боратовой минерализации, на что ранее не обращалось внимания.

Институт геохимии
Сибирского отделения Академии наук СССР
Иркутск

Поступило
3 III 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. Г. Иванов. В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ, Иркутск, «Наука», 1973.
² В. А. Жариков. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., «Недра», 1968. ³ Д. С. Коржинский, Тр. Инст. геол. наук, в. 29 (1947). ⁴ P. Bariand et al., Bull. Soc. franc. minéral. crystallogr., v. 91, 1, 34 (1968). ⁵ А. П. Виноградов, Геохимия, № 7, 555 (1962). ⁶ С. М. Александров и др., Геохимия эндогенного бора, М., «Наука», 1968. ⁷ Н. Н. Перцев, Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах, М., «Наука», 1971. ⁸ Л. И. Шабынин, Геол. рудн. месторожд., № 3, 3 (1961).