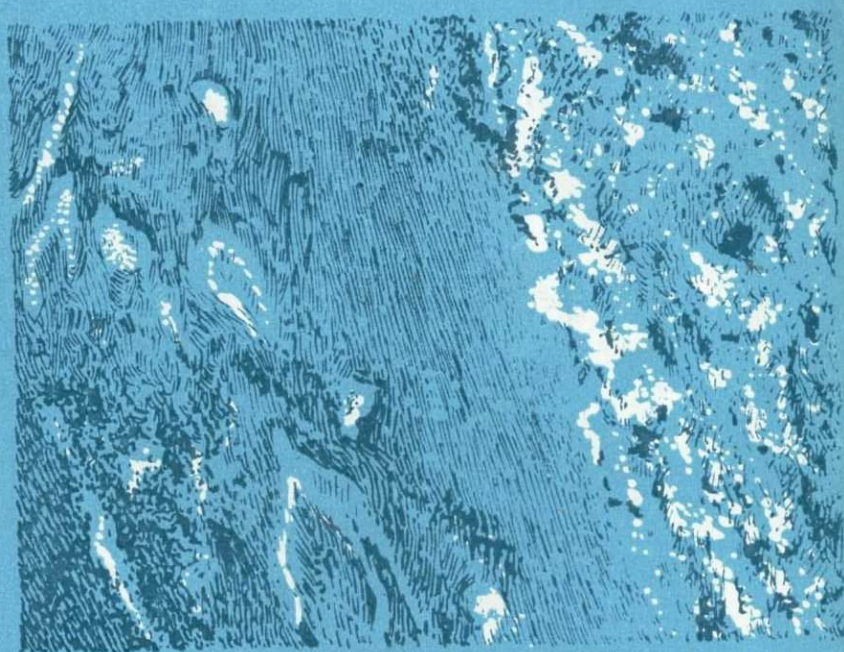


В. Г. ИВАНОВ А. Н. САПОЖНИКОВ

ЛАЗУРИТЫ СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

В. Г. ИВАНОВ А. Н. САПОЖНИКОВ

ЛАЗУРИТЫ СССР

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *В. С. Самойлов*

4543



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



Иванов В. Г., Сапожников А. Н. Лазуриды СССР. — Новосибирск: Наука, 1985.

Проведено обобщающее петролого-минералогическое исследование лазуритовых месторождений СССР. Показаны закономерности размещения, геологические и физико-химические условия формирования, генезис лазуритоносных метасоматитов и ассоциирующихся с ними пород. Особое внимание уделено петрографии последних, минералогии лазурита и других фельдшпатоидов (в том числе открытых впервые), систематике минералов группы содалита и канкринита.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся изучением месторождений камнесамоцветного сырья, петрологов и петрографов, интересующихся проблемами щелочного метасоматоза в магнезиально-скарновой формации, а также минералогов и специалистов по рентгеноструктурному анализу фельдшпатоидов.

Рецензенты Ф. А. Летников, В. И. Левицкий

Лазурит занимает видное место среди высокосортных ювелирно-поделочных камней, широко известен и пользуется неослабевающим спросом на мировом рынке. Объектом добычи является полиминеральная микро- и мелкозернистая порода, в которой лазурит — лишь одна из составных частей. Ювелирные свойства породы определяются цветом лазурита, его количеством, однородностью распределения, зернистостью. Ввиду специфичности условий, необходимых для образования лазурита, его находки единичны, и минерал относится к числу редких. Еще более редки случаи, когда лазурит является пороодообразующим минералом и концентрируется в количествах, позволяющих вести его разработку. Промышленные месторождения лазурита локализованы на территории СССР, Афганистана и Чили.

Несмотря на давнюю известность, лазуритовым месторождениям СССР посвящено небольшое количество работ. Основные успехи в изучении геологии и петрологии этих месторождений, а также их генезиса связаны с именем Д. С. Коржинского [1945, 1947]. Общие сведения, а также отдельные данные по геологии, минералогии и генезису лазуритовых месторождений приведены в работах Е. Д. Поляковой [1932], Н. В. Воскобойниковой [1938], Б. Я. Хоревой [1955], А. Е. Ферсмана [1962], С. С. Смирнова [1962].

Значительный интерес к лазуритовым месторождениям как промышленным объектам в последнее десятилетие обусловил более детальное и разноплановое изучение, проводившееся в основном сотрудниками ППО «Союзкварцсамоцветы» МГ СССР и Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР. В этот же период были опубликованы новые работы обзорного характера [Лицарев, 1973; Киевленко, Сенкевич, 1976]. Однако, несмотря на определенные успехи в исследовании лазуритовых месторождений, многие вопросы геологии, минералогии, геохимии и условий их формирования остаются нерешенными.

В настоящей работе основное внимание уделено именно этим вопросам. На основе обобщения оригинальных и опубликованных данных разработана возрастная схема формирования лазуритовых

месторождений и показаны место в ней лазуритовых пород, их генетические особенности, механизмы, геологические и физико-химические условия образования. Впервые детально изучены вещественный состав (в том числе редкоэлементный) лазуритоносных метасоматитов и минералогия лазурита с ассоциирующимися с ним фельдшпатоидами.

В институте геохимии им. академика А. П. Виноградова было выполнено изучение вещественного состава пород и минералов большим коллективом аналитиков (Г. С. Гормашевой, Е. А. Клепиковой, О. И. Округиной, В. А. Румянцевой, Л. Н. Матвеевой, Д. Я. Орловой, С. К. Ярошенко, Л. Л. Петровым, Е. В. Смирновой, З. И. Михеевой, Л. А. Пискуновой). Температурные условия формирования пород лазуритовых месторождений изучались И. П. Милютиной методом гомогенизации включений в различных пороодообразующих минералах. Отдельные разделы работы обсуждались с Н. В. Беловым, Д. С. Коржинским, Е. К. Васильевым, Г. Г. Афонинной, сделавшими ряд ценных замечаний.

Авторы приносят благодарность коллегам, принимавшим участие в обработке материала, обсуждении данных, проведении аналитических и оформительских работ; особую признательность выражают В. С. Самойлову и А. А. Кашаеву за большую помощь в выполнении данной работы на всех ее стадиях. Авторы благодарны Л. В. Таусону за постоянное внимание к работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛАЗУРИТОНОСНЫХ РАЙОНОВ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

На территории СССР лазурит известен в Юго-Западном Прибайкалье, Юго-Западном Памире и Туркестано-Алае. Сведения о находке лазурита на Украине [Бернасовский, Кузнецов, 1970] не подтвердились и, по-видимому, являются ошибочными. Юго-Западное Прибайкалье является самостоятельной лазуритоносной провинцией, а район Юго-Западного Памира — частью крупнейшей в мире Бадахшанской лазуритоносной провинции, основные месторождения которой расположены на сопредельной территории Афганистана.

Юго-Западное Прибайкалье — крупнейший лазуритоносный район страны, в котором известны пять коренных месторождений (Мало-Быстринское, Слюдянское, Тултуйское, Талинское и Похабинское)*, расположенных в северных отрогах хр. Хамар-Дабан на сравнительно большой территории, простирающейся от Торской впадины на западе до бассейна р. Слюдянка на востоке (рис. 1). Основную роль в геологическом строении этого района играет комплекс метаморфических пород, относящихся к единой хамардабанской серии, испытавшей в протерозое одноактный полифациальный метаморфизм [Шафеев, 1970]. В составе серии выделено две подсерии: слюдянская (култукская, перевальная, харагольская свиты) и хангарульская (безымянская, корниловская, шубутуйская свиты).

В последние годы установлено стратиграфическое несогласие между слюдянской и хангарульской толщами, проходящее по подошве харагольской свиты [Слюдянский кристаллический..., 1981], и, кроме того, намечилось метаморфическое и структурное несогласие между безымянской и вышележащими корниловской и шубутуйской свитами. На основании этого предлагается разделить названную толщу пород на три осадочно-метаморфические серии: верхнеархейскую слюдянскую, включающую култукскую и перевальную свиты; нижнепротерозойскую хангарульскую — харагольская и безымянская свиты; среднепротерозойскую хамардабанскую — корниловская и шубутуйская свиты. Наиболее

* По названию рек, в бассейнах которых они расположены.

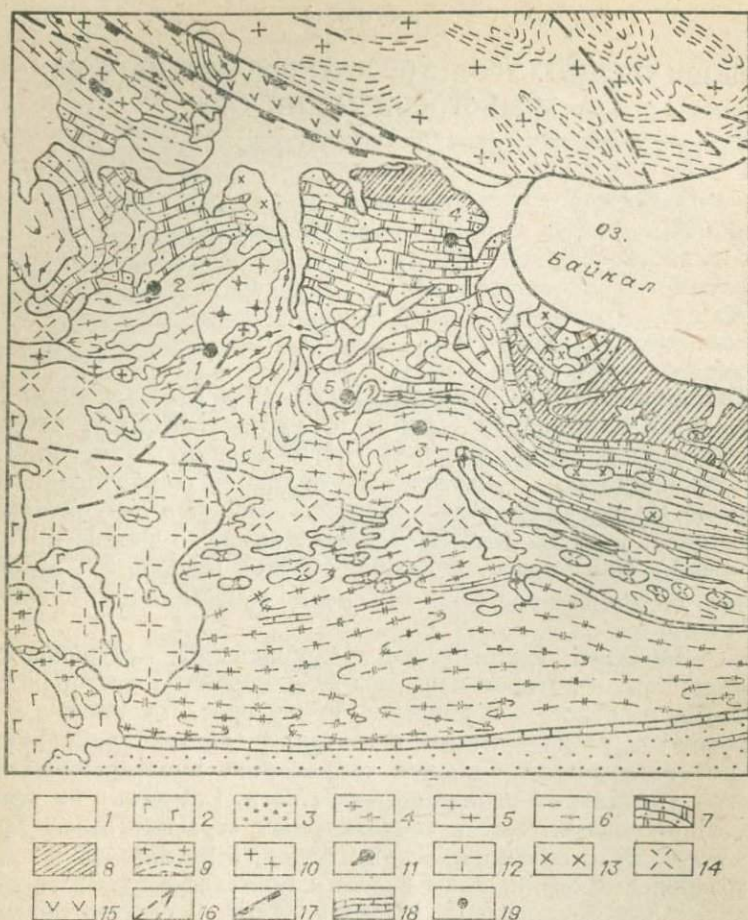


Рис. 1. Схема геологического строения лазуритоносного района Юго-Западного Прибайкалья. По А. А. Шафееву [1970].

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — покровы четвертичных базальтов; 3—8 — свиты хамардабанской серии (3 — шубутуйская, 4 — корниловская, 5 — безымянская, 6 — харагольская, 7 — перевальная, 8 — култуковская); 9 — шарькалгайская серия; 10 — граниты, слениты и гранослениты джидинского комплекса; 11 — ультраосновные породы цакирского комплекса; 12 — порфиroidные граниты третьей фазы; 13 — гранит-пегматиты; 14 — биотитовые граниты второй фазы; 15 — гранитоиды слюдянского типа; 16 — зоны катаклизмов; 17 — бластомилониты зоны Главного Саянского разлома; 18 — маркирующие горизонты мраморов; 19 — месторождения лазурита (цифры на схеме): 1 — Мало-Быстринское, 2 — Тултуйское, 3 — Слюдянское, 4 — Талинское, 5 — Похабинское.

глубокометаморфизованные породы слюдянской и хангарульской серий, а также связанные с ними магматические и метасоматические образования составляют слюдянский кристаллический комплекс.

Лазуритовые месторождения Юго-Западного Прибайкалья приурочены к пластам доломитовых мраморов, входящих в состав култуковской, перевальной и безымянской свит. Широко проявлен-

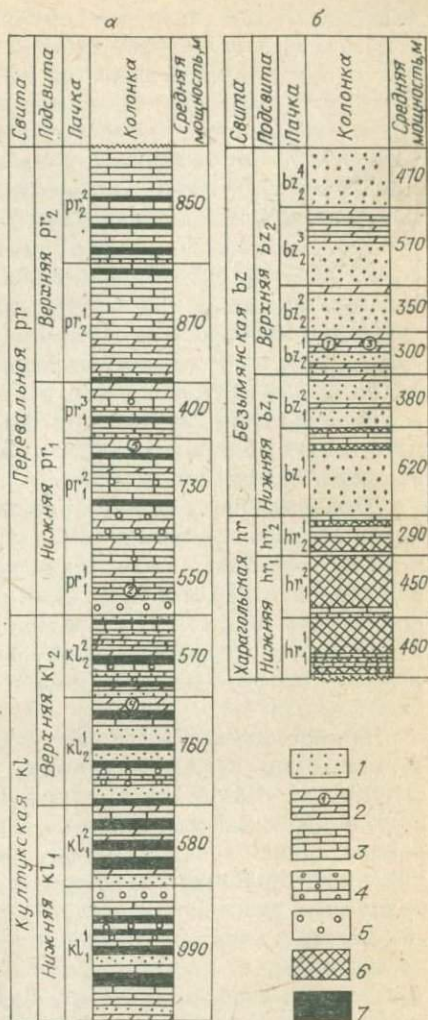
Рис. 2. Стратиграфическое положение лазуритовых месторождений Юго-Западного Прибайкалья в разрезе слюдянской (а) и хангарульской (б) серий [Слюдянский кристаллический..., 1981].

1 — гнейсы биотитовые; 2 — доломитовые мраморы и кальцифилы, вмещающие лазуритовые месторождения (1 — Мало-Быстринское, 2 — Тултуйское, 3 — Слюдянское, 4 — Талинское, 5 — Похабинское); 3 — кальцитовые мраморы; 4 — кварц-кальцитовые мраморы; 5 — кварц-диопсидовые породы; 6 — кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые; 7 — кристаллосланцы роговообманково-пироксеновые.

ная в последних фацialsная изменчивость в сочетании с процессами тектонического разлнзирования (типа макробудинажа) затрудняет послойную корреляцию разрезов и расшифровку относительно мелких складчатых структур. Особенно это относится к карбонатным породам, которые из-за своей пластичности часто нагнетаются в замки складок, причем мало-мощные пласты участками образуют крупные раздувы, увеличивая свою мощность в десятки раз. Все это в сочетании с плохой обнаженностью района затушевывает стратиграфическое положение отдельных месторождений лазурита.

Стратиграфическая привязка месторождений (рис. 2) базируется на результатах последних съемок [Е. П. Васильев, устное сообщение]. Похабинское, Талинское и Слюдянское месторождения расположены в наиболее изученных частях разреза слюдянского кристаллического комплекса, а положение Мало-Быстринского и Тултуйского месторождений определено недостаточно четко. На основании приведенных данных (см. рис. 2) можно сделать вывод об отсутствии стратиграфического контроля размещения лазуритовых месторождений Прибайкалья.

Особенностью регионального метаморфизма региона является его полифацiальность, проявленная в зоне развития пород корниловской и шубутуйской свит. Выявленное внутри слюдянского комплекса стратиграфическое несогласие не сопровождается какими-либо изменениями в характере метаморфизма граничащих



толщ, изограда гиперстена проходит внутри хангарульской серии и дискордантна по отношению к поверхности несогласия. В целом это не противоречит выводам А. А. Шафеева [1970] о единстве высокотемпературного метаморфизма слюдянской и хангарульской толщ [Слюдянский кристаллический..., 1981]. Что касается лазуритовых месторождений, то они повсеместно пространственно приурочены к глубоко (и достаточно однородно) метаморфизованным породам, относящимся к нижней части гранулитовой фации (субфация роговообманковых гранулитов) или к верхней части амфиболитовой (силлиманито-альмандиновая субфация); в слабометаморфизованных породах как лазуритовые, так и флогопитовые месторождения и проявления не обнаружены. Обращает на себя внимание также и то, что наиболее крупные Мало-Быстринское и Слюдянское лазуритовые месторождения расположены в непосредственной близости от изограда гиперстена, разделяющей амфиболитовую и гранулитовую фации, в то время как самое небольшое — Талинское — значительно удалено от нее.

В общем виде структура слюдянского кристаллического комплекса представляет собой складчатый моноклинирий северо-западного простирания, полого падающий к юго-западу. Его внутреннее строение неоднородно. Для слюдянской серии характерна перекрестная структура с преобладанием складок северо-западного и субширотного простираний, а в хангарульской отчетливо проявлена северо-восточная система [Слюдянский кристаллический..., 1981].

Важное значение для локализации лазуритоносных, флогопитоносных и волластонитовых метасоматитов имеют будинаж-структуры. Будинаж в породах слюдянского кристаллического комплекса является одним из основных структурных элементов и распространен весьма широко. Вместе с тем интенсивность его проявления на площади неравномерна. Наиболее предрасположены к будинажу участки относительно тонкого переслаивания алюмосиликатных и карбонатных пород; при этом будинируются не только отдельные слои, но и целые пакки различных по составу и механическим свойствам пород. Будинаж проявлялся неоднократно, сопровождая все стадии формирования тектонической структуры района: наряду с этим процессом, сопровождающимся внедрением гранитоидов, выявляются и более молодые будинаж-структуры, которые захватывают уже закристаллизовавшиеся граниты и скарны магматического этапа.

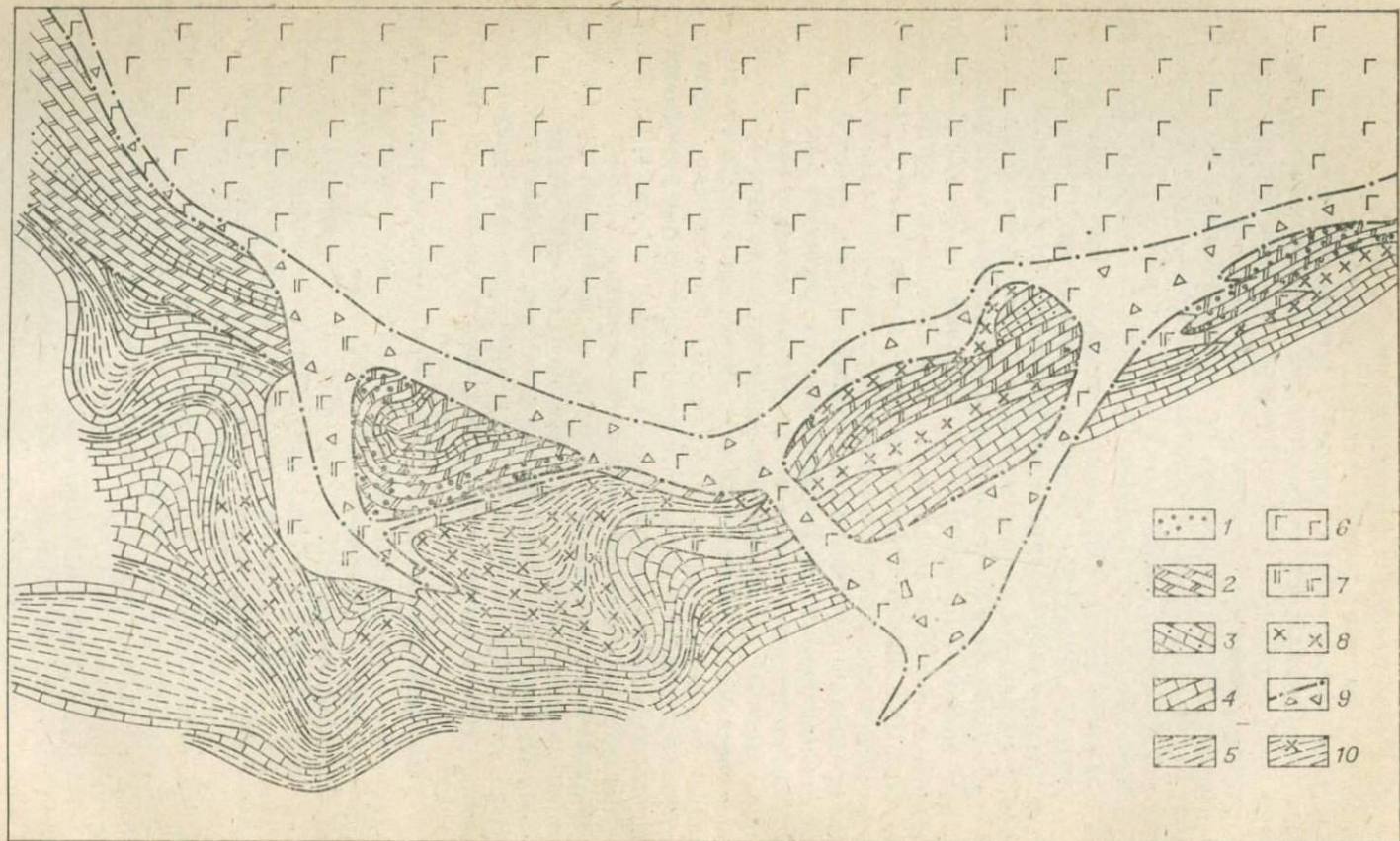
Основная разрывная структура района — Главный Саянский разлом, в зоне которого на протяжении длительного времени формировалась сложная сеть разрывных нарушений различного генетического типа и возраста. Этим разломом контролируется ориентировка дизъюнктивных дислокаций на всей территории Южного Прибайкалья, являющихся по отношению к нему дочерними. Тектоническая деятельность широко проявлена на всех лазуритовых месторождениях и сопровождается практически все этапы и стадии формирования пород.

Мало-Быстринское месторождение, открытое в 1851 г. Г. М. Пермикиным, расположено в междуречье Малой Быстрой и Лазурной (в 6 км выше их слияния) и является наиболее крупным среди прибайкальских месторождений. На месторождении выявлено два участка с лазуритовой минерализацией (рис. 3): участок «Старый» расположен в западной части месторождения, вскрыт карьером, шестью горизонтами штолен и канавами; участок «Новый» находится в крайней восточной части месторождения, вскрыт штольной и серией канав.

Месторождение приурочено к пласту доломитовых мраморов безымянской свиты (h_2^1) мощностью около 100 м (см. рис. 2). На участке «Старый» отчетливо картируется синклиналиная структура, в ядре которой видимая мощность мраморов увеличена (почти в 2 раза), а на участке «Новый» пласт доломитовых мраморов выклинивается к востоку (см. рис. 3). Среди доломитовых мраморов встречаются прослои кальцитовых мраморов различной мощности, наиболее мощный (8—27 м) встречен в средней части пласта. При тонком переслаивании доломитовых и кальцитовых мраморов отдельные пропластки строго индивидуализированы, без признаков перемешивания. В пределах месторождения широко развиты доломит-кальцитовые породы, по составу занимающие промежуточное положение между доломитовыми и кальцитовыми мраморами. За пределами месторождения эти породы практически не встречаются. Большая их часть, обычно принимаемая за вмещающие доломит-кальцитовые мраморы, формируется вследствие широкого развития метасоматических процессов, приводящих к дедоломитизации (кальцитизации) доломитовых мраморов при их скарнировании. Эти мрамороподобные породы характеризуются неравномерным строением, составом, специфическими геохимическими особенностями, нередко включают реликты исходных доломитовых мраморов. В магнезиальных мраморах часто присутствуют различного размера (до 1,0—1,5 м) будины гранитоидов и сиенитов, реже — мигматизированных гнейсов и сланцев основного состава.

С юга доломитовые мраморы как бы окаймлены известковыми мраморами харагольской свиты (h_2^1). Контакт резкий, четкий, хорошо виден различный характер складчатости известковых и магнезиальных мраморов (см. рис. 3). Известковые мраморы харагольской свиты обычно содержат многочисленные будины и обломки гнейсов и сланцев (биотит-амфиболовых, пироксен-плагиоклазовых и др.). Размер будин варьирует от нескольких сантиметров до 0,5 м, иногда встречаются и более крупные. Характерно неоднородное распределение силикатного материала: наряду с практически чистыми мраморами встречаются их разновидности, более чем наполовину состоящие из различно ориентированных будин гнейсов.

К северу от месторождения расположен так называемый Мало-Быстринский сиенитовый массив [Матонин, Алексеев, 1973]. Южный контакт «массива» в плане дугообразный, по отношению



к доломитовым мраморам, вмещающим месторождение, с падением на север под углами $65-80^\circ$, слабосекущий, тектонический. Доломитовые мраморы практически повсеместно отделены от пород массива довольно мощной (до 250 м) тектонической зоной, сложенной глыбами и обломками силикатных пород, сцементированных глинистым материалом. Изучение части «массива», непосредственно прилегающей к месторождению, показало, что он крайне неоднороден. Значительную роль здесь играют мигматизированные в различной степени гнейсы и сланцы с прослоями доломитовых и кальцитовых мраморов. Метаморфические породы по различным направлениям инфицированы целым комплексом разнообразных магматических пород, среди которых установлены чарнокиты, эндербиты, святоноситы, габброиды, гранитоиды и др.; сиенитов среди них немного. Эта часть «массива» по сути дела представляет собой один из участков гранитизации метаморфических пород, столь широко проявленной в Юго-Западном Прибайкалье. Формирование большей части магматических пород массива во времени сопряжено с формированием метаморфических пород, развитых в пределах Мало-Быстринского месторождения лазурита. В целом этот магматизм генетически связан с регионально проявленной гранитизацией глубокометаморфизованных пород. Вместе с тем необходимо отметить несоответствие между степенью гранитизации метаморфитов в пределах «массива» и непосредственно окружающих его пород, отделенных тектонической зоной. За пределами массива не встречено гиперстенсодержащих магматических пород, а доломитовые мраморы скарнированы весьма незначительно.

Характерная особенность месторождения — многостадийное и интенсивное проявление тектонических процессов. На схеме (см. рис. 3) показаны наиболее крупные и поздние зоны брекчирования. Гораздо чаще фиксируются средние тектонические нарушения, по которым пласт доломитовых мраморов фактически превращен в серию блоков, нередко даже разноориентированных. Такое блоковое строение пласта доломитовых мраморов особенно заметно в контакте с известковыми мраморами харагольской свиты, которые более пластичны и часто образуют псевдоинтрузии между блоками доломитовых мраморов. Интенсивная тектоническая деятельность не только предшествовала, но и сопровождала лазуритообразование, приводила к сильному разлинзованию алюмосиликатные породы, залегающие среди доломитовых мраморов. В связи с этим на месторождении в основном проявлен гнездовой тип лазуритовой минерализации.

Слюдянское месторождение, открытое в 1849 г. Г. Вецелем [Ферман, 1962], расположено в верхнем течении р. Слюдянки в

Рис. 3. Мало-Быстринское месторождение лазурита [Матонин, Алексеев, 1973].

1 — лазуритовосные узлы; 2 — доломитовые мраморы; 3 — кальцитовые мраморы; 4 — кварц-кальцитовые мраморы; 5 — диопсидовые гнейсы харагольской свиты; 6 — сиениты; 7 — измененные сиениты; 8 — граниты; 9 — зоны брекчирования; 10 — мигматиты.

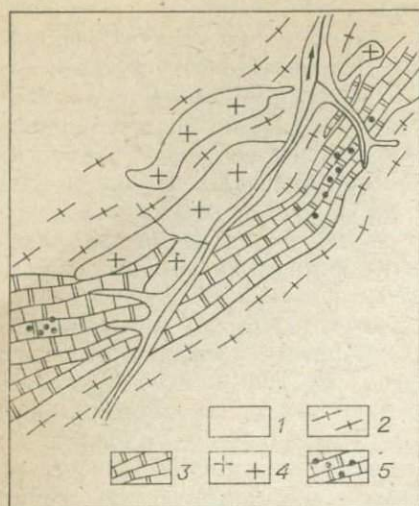


Рис. 4. Слюдянское лазуритовое месторождение.

1 — аллювиально-дельтавиальные отложения; 2 — биотит-гранатовые гнейсы; 3 — переслаивание доломитовых и кальцитовых мраморов; 4 — граниты; 5 — лазуритовые узлы.

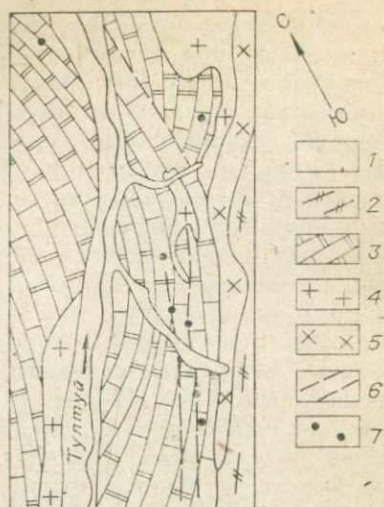


Рис. 5. Тулугское лазуритовое месторождение.

1 — аллювиально-дельтавиальные отложения; 2 — пироксен-амфиболовые сланцы и гнейсы; 3 — доломитовые и кальцитовые мраморы; 4 — граниты; 5 — сиениты; 6 — зоны разломов; 7 — лазуритовые узлы.

15—20 км от впадения ее в оз. Байкал. На месторождении известно два участка. Первый, наиболее крупный, расположен на правом берегу р. Слюдянки, в районе впадения в нее руч. Лазуритового (рис. 4). Именно здесь находится жила лазуритизированного гранит-пегматита, открытая Е. Д. Поляковой [1932] и детально изученная Д. С. Коржинским [1947]. Естественная обнаженность участка плохая, он вскрыт небольшим карьером, двумя короткими штольнями, серией канав и расчисток. Второй участок находится выше по течению р. Слюдянки, на левом ее берегу, в верховьях руч. Спорного (см. рис. 4). Образцы с этого участка в свое время изучались С. С. Смирновым [1962]. На участке пройдено несколько канав.

Слюдянское месторождение лазурита приурочено к мощному (200—300 м) пласту доломитовых мраморов безьянжской свиты (b_2^1). Пласт залегает моноклинално, протягиваясь в северо-восточном направлении, падение его восточно-юго-восточное под углами 20—50°. Пласт мраморов подстилается мигматизированными биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами с силлиманитом и кордиеритом. В нижней части пласта доломитовые мраморы интенсивно скарнированы и почти нацело превращены в форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры, которые здесь часто перемежаются с кальцитовыми мраморами, иногда преобладающими в разрезе. Верхняя часть пласта, в которой размещаются

лазуритоносные тела, сложена главным образом доломитовыми мраморами при подчиненной роли кальцифиров.

Для Слюдянского месторождения характерна более спокойная (по сравнению с Мало-Быстринским) тектоническая обстановка. Будинаж тел гранитоидов проявлен локально, будины растянуты слабо, почти всегда можно восстановить первичную форму тел, встречаются жилы, просто разбитые на крупные блоки или вообще не нарушенные. Редкие маломощные тектонические зоны обычно согласны с простираем пласта мраморов.

Тултуйское месторождение, открытое в 1852 г. Г. М. Пермикиным, расположено в долине р. Тултуй (левый приток р. Малой Быстрой) в 5 км к северу от Мало-Быстринского месторождения (рис. 5). Оно приурочено к мощному пласту мраморов перевальной свиты (rg_1^1), образующему моноклинал северо-восточного простираения с падением на юго-восток под углами $60-70^\circ$. Пласт мраморов Тултуйского месторождения по сравнению с другими имеет более сложный литологический состав.

Основную роль в разрезе играют доломитовые мраморы, обычно в той или иной степени скарнированные и превращенные в форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиров. Магнезиальные мраморы часто перемежаются с кальцитовыми; обогащенность некоторых пластов кальцифиров пироксеном и их пониженная магнезиальность дают основание полагать, что в строении пласта мраморов определенную роль играли мраморы доломит-кальцитового состава. Однако чистых, не затронутых поздними изменениями, мраморов такого состава обнаружено не было.

На месторождении фиксируются две относительно крупные согласные зоны брекчирования пород мощностью 10—40 м, с которыми связывается лазуритовая минерализация [Кильдеев, 1972]. В отличие от других месторождений эти зоны располагаются в карбонатных породах (в том числе и скарнированных), а редкие на месторождении гранитоиды практически не затронуты процессами будинажа, брекчирования.

В последние годы по рекомендации Е. И. Воробьева (устное сообщение) были существенно расширены перспективные площади Тултуйского месторождения за счет обнаружения около 10 дополнительных лазуритоносных узлов на левом берегу Тултуя, к юго-западу от площади, указанной на рис. 5. Степень скарнирования доломитовых мраморов на этом участке уменьшается, хотя и здесь наблюдаются пластовые тела форстеритовых кальцифиров, возрастает роль гранитоидов, встречаются жильные и штокообразные тела биотитовых, пироксеновых и субщелочных гранитов, при преобладании пироксеновых разновидностей. Значительная часть тел интенсивно будинирована, ввиду чего преобладает гнездовой тип лазуритовой минерализации.

Похабинское месторождение обнаружено в 1976 г. сотрудниками ИЗК СО АН СССР Е. П. Васильевым, В. Н. Вишняковым, Л. З. Резницким и С. Н. Коваленко при проведении детальных геолого-съемочных работ. Оно расположено на левом берегу р. По-

хабиhi в 5 км выше по течению от карьеров месторождения мраморов «Перевал» (см. рис. 4). Месторождение приурочено к пласту доломитовых мраморов перевальной свиты (pr_1^2) мощностью более 100 м. Пласт залегает моноклинально и включает в себя прослой кальцитовых мраморов и форстеритовых кальцифиров. На этом небольшом месторождении выявлено пять близко расположенных гнезд лазуритоносных пород, локализованных в одной мало-мощной (5 м) тектонической зоне, почти согласной с залеганием мраморов. Лазуритизации подвергаются интенсивно разбуринированные, местами буквально раздробленные жильные или линзовидные тела алюмосиликатных пород мощностью не более 30 см. Алюмосиликатные породы испытали сильное и неоднородное скарнирование, и по обилию скаполита с реликтами плагиоклаза можно предположить, что замещению подверглись тела лейкозонитов или анортозитов.

Талинское месторождение, открытое еще в 1848 г., расположено в левом борту долины р. Талой, в 6—7 км выше ее устья. Месторождение полностью выработано в прошлом веке. Оно приурочено к центральной части пласта доломитовых мраморов култугской свиты (kl_2^1) видимой мощностью 100—120 м (рис. 6). Мраморы весьма скарнированы и превращены в форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиров. Характерно, что лазуритовые проявления расположены в менее измененной части пласта мраморов с обильными реликтами доломита. Среди измененных доломитовых мраморов встречаются жильные тела гранитоидов и линзовидные прослой мигматизированных гнейсов и сланцев. Маломощные тела алюмосиликатных пород также обычно скарнированы. На месторождении установлен ряд согласных тектонических зон, вероятно разновозрастных, в пределах которых мраморы катаклазированы, жилы гранитоидов разбиты трещинами на блоки. Вместе с тем будиначные структуры встречаются локально и для месторождения не характерны.

Следует отметить специфические черты месторождения, отличающие его от других лазуритовых месторождений Прибайкалья. Это прежде всего интенсивное проявление процессов гранитизации и связанного с ними скарнирования доломитовых мраморов, выразившееся в широком развитии шпинель-форстеритовых кальцифиров и шпинель-пироксеновых скарнов. Высокая степень скарнирования доломитовых мраморов более благоприятна для развития флогопитовой минерализации, и в этом плане Талинское месторождение является примером месторождения, возникшего в граничных условиях формирования лазуритоносных и флогопитоносных метасоматитов. Оно самое небольшое из всех коренных лазуритовых месторождений Прибайкалья, со всех сторон окружено флогопитоносными метасоматитами, недалеко от него расположено промышленное флогопитовое месторождение (см. рис. 6).

Юго-Западный Памир. Месторождения Юго-Западного Памира расположены в междуречье Пянджа и Шахдары, на склонах и

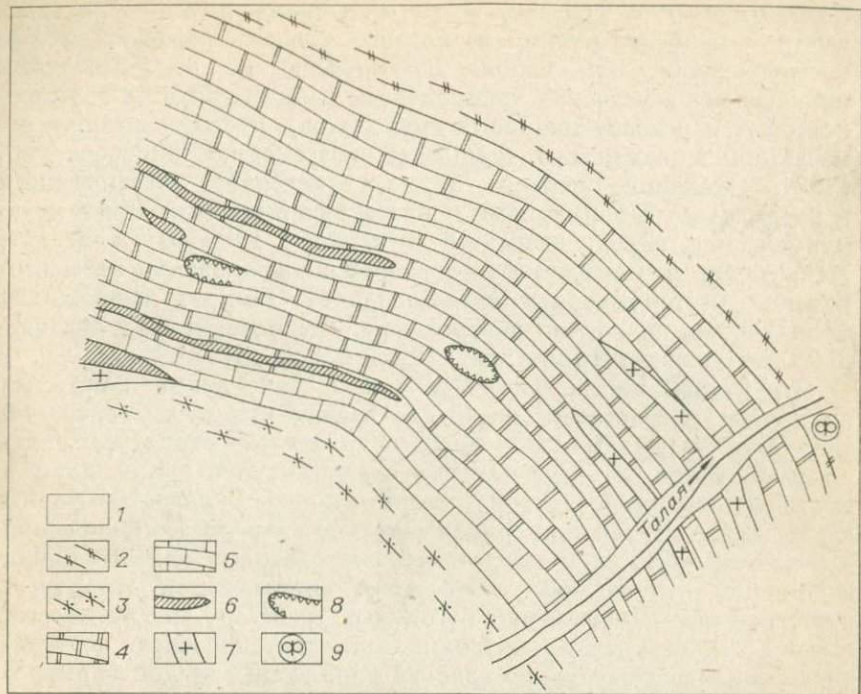


Рис. 6. Талинское лазуриновое месторождение.

1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — пироксеновые амфиболиты; 3 — биотит-гранатовые гнейсы; 4 — доломитовые мраморы; 5 — кальцитовые мраморы; 6 — дайки лампрофиров; 7 — жилы гранитов; 8 — лазуриновые карьеры; 9 — флогопитовое месторождение.

водораздельной части Ишкашимского хребта. Этот район сложен метаморфическими породами ваханского комплекса, входящего в состав Бадахшанского срединного массива и отделенного от других комплексов Юго-Западного Памира серией разломов. Ваханский комплекс объединяет метаморфические породы, развитые по осадочным толщам ваханской серии и интрузивным образованиям, наиболее ранние из которых выделяются в так называемый хорогский ортокompлекс [Буданова, Буданов, 1975; Московченко, 1982]. Основание ваханской серии сложено породами горанской свиты, имеющей мощность порядка 1,7 км. Существенную роль в вещественном составе этой свиты играют высокомагнезиальные мраморы (доломитовые и магнезитовые), среди которых локализуются не только лазуриновые, но и флогопитовые, шпинелевые, тальковые и другие месторождения магнезиально-скарновой формации. Возраст осадочно-вулканогенных пород серии оценивается в 2,7 млрд. лет [Хорева, Блюман, 1974].

В целом ваханская серия представляет собой полифациальный метаморфический комплекс [Давыдченко, 1966]. В отличие от Прибайкалья породы серии претерпели неоднoактный метамор-

физм. Выделяются три разновозрастных цикла эндогенной активизации, с наиболее ранним из которых связаны рассматриваемые месторождения. Эти ранние метаморфические преобразования происходили в условиях гранулитовой фации (субфации двуспироксеновых и роговообманковых гранулитов), реликты которой отмечаются в ваханском комплексе повсеместно [Московченко, 1982]. Окончание первого цикла, отмеченное пластическими и разрывными деформациями и интенсивной гранитизацией метаморфических пород, относится к периоду 1,9—2,0 млрд. лет. Характерно, что возраст флогопитовой минерализации на флогопитовых месторождениях Юго-Западного Памира, являющихся фациальными аналогами лазуритовых, оценивается теми же цифрами (не моложе 2010 млн. лет) [Шанин и др., 1978].

Структуры метаморфических пород ваханского комплекса являются результатом развития разновозрастных генераций складчатых форм. При этом молодые складчатые структуры сильно искажаются и затушевывают древний структурный план и истинные первичные взаимоотношения пород. Складчатые формы и разрывные нарушения, сопряженные по времени возникновения с метаморфическими и магматическими породами первого цикла эндогенной активизации, тяготеют к линейментной структуре, известной как «Даршайский глубинный разлом». Скорее всего, именно эта структура контролировала тектоническую деятельность, сопровождающую по крайней мере ранние стадии формирования лазуритовых месторождений Юго-Западного Памира.

Среди месторождений и проявлений лазурита на территории Юго-Западного Памира наиболее изучено Ляджвардаринское — до настоящего времени единственное месторождение, имеющее промышленное значение. Небольшое Даршайское месторождение содержит очень бледный голубоватый или зеленоватый, интенсивно флогопитизированный лазурит, известен лазурит по р. Абхарв и некоторым другим рекам в осевой части Ишкашимского хребта. В 1983 г. В. И. Левицким было выявлено в 5 км к северо-западу от г. Ишкашима еще одно проявление лазуритовой минерализации. Промышленная значимость этого проявления еще не ясна, однако находка расширила площади, перспективные для обнаружения лазуритового сырья.

Ляджвардаринское месторождение находится в 60 км к юго-востоку от г. Хорога, в верховьях р. Ляджвардары на высоте более 4600 м. Месторождение открыто в 1930 г. С. И. Клуниковым и А. П. Поповым, давшими его первое описание [1934], приурочено к пласту доломитовых мраморов мощностью около 60 м, подстилающихся биотит-роговообманковыми гнейсами основного состава (ортоамфиболитами) и перекрытых более кремнекислыми биотитовыми гнейсами с дистеном и гранатом (рис. 7). Пласт вскрывается в труднодоступном скальном обрыве, поэтому все исследования месторождения до 1970 г. базировались на материале, взятом из осыпи. Планомерное изучение месторождения началось после 1970 г., когда коренные тела были вскрыты подземными горными выработками.

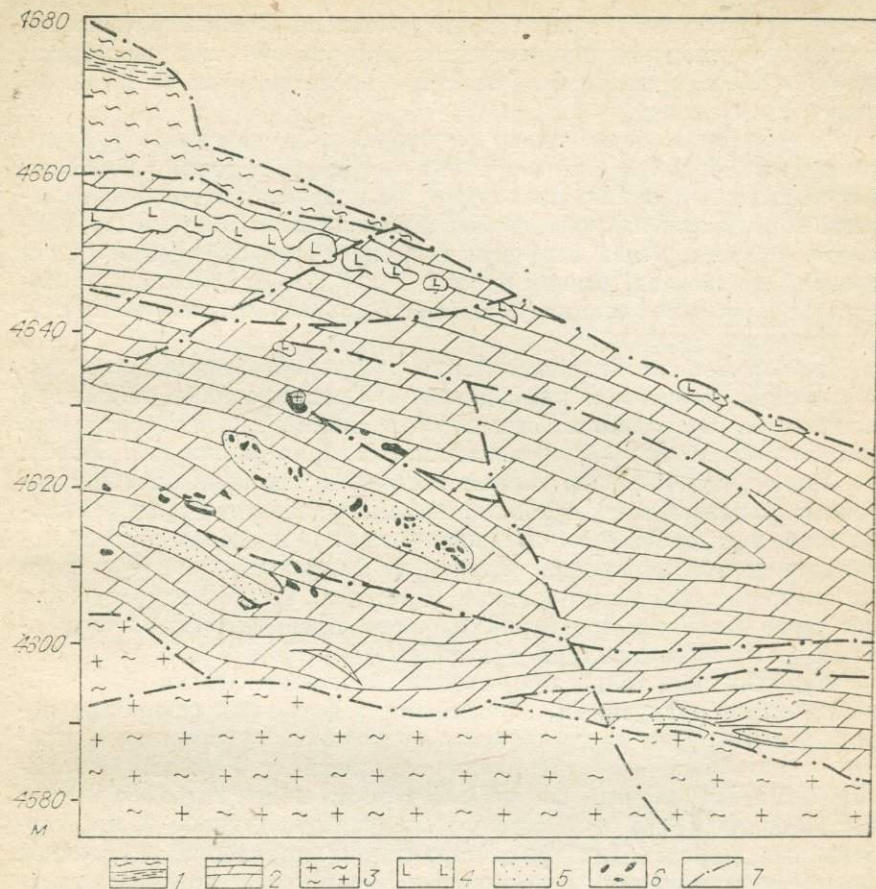


Рис. 7. Геологическое строение Ляджвардаринского лазуритового месторождения [Киевленко, Сенкевич, 1976].

1 — биотитовые гнейсы с дистеном и гранатом; 2 — доломитовые мраморы и кальцифиры; 3 — ортоамфиболиты; 4 — тела внеконтактных пироксеновых скарнов; 5 — лазуризированные гранитоиды; 6 — скопления лазури; 7 — разрывные нарушения.

Доломитовые мраморы на месторождении интенсивно скарнированы и участками нацело превращены в шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. Часто отмечаются линзовидные и пластовые тела пироксеновых скарнов, обычно тяготеющие к верхней части пласта мраморов (см. рис. 7). Мраморы послойно инъецированы линзовидными и жильными телами лейкократовых биотитовых гранитоидов (реже пироксеновых) длиной до 10—15 м при мощности от 0,2 до 5 м.

Лазуриносные метасоматиты локализуются в центральных частях пласта доломитовых мраморов, в наименьшей степени скарнированных и содержащих отдельные, изолированные тела алюмосиликатных пород. Характерно неравномерное распределе-

ние метасоматитов в пределах лазуриносной зоны. Отмечается несколько участков концентрации лазуриновых тел размерами до 60×20 м, в каждом из которых насчитывается от 20 до 40 лазуриновых гнезд.

Лазуриновые тела имеют линзовидную, чечевицеобразную, реже жилкообразную или шаровидную форму, повторяя конфигурацию тел алюмосиликатных пород, на контакте которых с мраморами образуются лазуриносные метасоматиты. Как и в Прибайкалье, главная масса лазурита возникает при замещении будин гранитного состава, размер их от $0,1 \times 0,2$ м до $1,0 \times 3,5$ м. Лазуритсодержащие зоны могут занимать до 50% объема относительно крупных будин.

Для месторождения характерно интенсивное проявление тектонических процессов, приводящих к будинированию не только мелких тел алюмосиликатных пород и скарнов, но и всего пласта доломитовых мраморов, превращенного в серию блоков (см. рис. 7).

Туркестано-Алайская горная система в основном сложена породами палеозойского возраста, накопившимися в геосинклинальной зоне субширотного простирания. В пределах этой системы выделяется несколько структурно-фациальных зон с разным характером накопления осадков [Синицын, 1960]. Интересующая нас зона Высоких предгорий сложена преимущественно карбонатными толщами силура — карбона.

Палеозойская толща прорывается многочисленными (более 20) небольшими интрузиями, относимыми к формации щелочных пород, эти интрузии группируются в три пояса субширотного простирания — Северный, Приводораздельный и Южный [Ильинский, 1970]. Щелочные массивы Северного пояса тяготеют к зоне Высоких предгорий и локализуются преимущественно среди карбонатных пород. Для них характерно появление в поздние фазы формирования нефелиновых сиенитов, которым предшествовало внедрение основных щелочных пород и сиенитов. Щелочные массивы Туркестано-Алая прорывают толщи верхнего палеозоя, а по результатам определения абсолютного возраста (уран-свинцовый и калий-аргоновый методы) укладываются в интервал 190—220 млн. лет [Шинкарев, 1966].

Лазуриновая минерализация обнаружена в 1963 г. Г. А. Ильинским в экзоконтактах Зардалекского щелочного массива — одного из шести массивов, относящихся к Северному поясу интрузий. Ниже приводится характеристика этого массива [Ильинский, 1970].

Зардалекский массив расположен в долине одноименного сая недалеко от р. Сох (на абсолютных отметках от 1800 до 3300 м), занимает площадь около 13 км^2 и имеет почти изометричную в плане форму (рис. 8). Вмещающими породами являются известняки силура, которые на контактах с массивом, а также в многочисленных и нередко крупных ксенолитах внутри массива мраморизируются и скарнируются. Выделяются три фазы формирования магматических пород. В первую фазу в виде трещинных интрузий внедри-

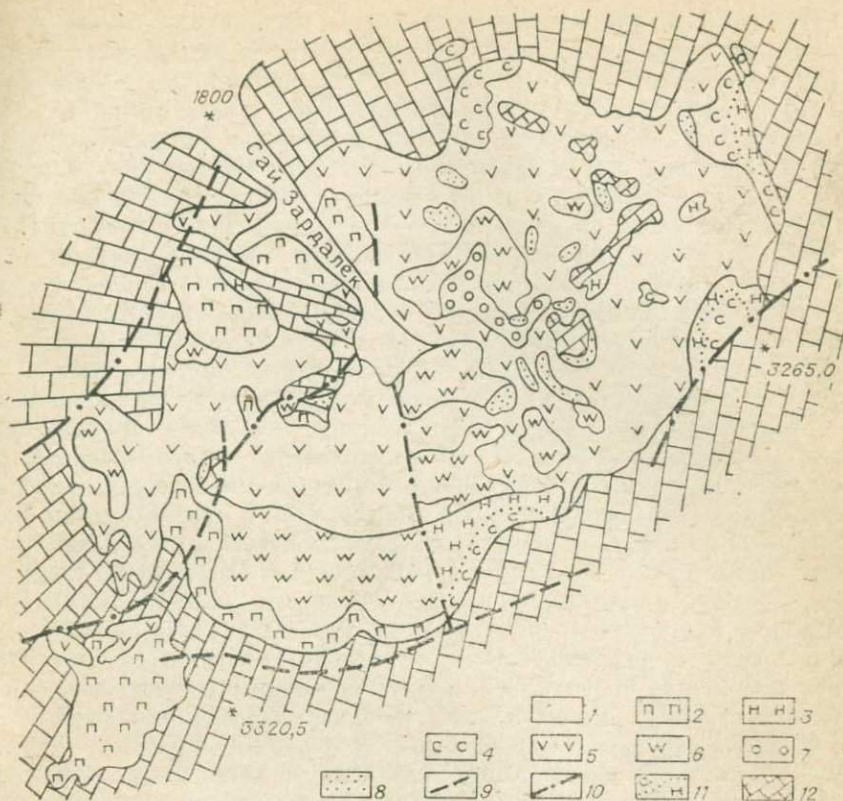


Рис. 8. Зардалекский массив [Ильинский, 1970].

1 — четвертичные отложения; 2—5 — сиениты (2 — порфириновые нефелиновые, 3 — мелкозернистые нефелиновые, 4 — нефелинсодержащие, 5 — трахитоидные); 6 — габбро и монциты; 7 — гибридные породы; 8 — скарны; 9 — проекции плоскостей тектонических нарушений; 10 — предполагаемые разломы; 11 — границы фациальных разновидностей пород; 12 — известняки силура.

лись щелочные габброиды, сменившиеся во вторую трахитоидными сиенитами, составляющими главный объем всего комплекса. Нефелиновые сиениты третьей фазы слагают трещинные тела по периферии массива или в виде даек пересекают более ранние образования. Интересно, что разновидности нефелиновых сиенитов содержат гранатgrossуляр-андрадитового ряда, зональные кристаллы которого достигают 1—3 см в поперечнике.

Среди поздне- и постмагматических образований массива наиболее интересны пегматоидные жилы с фельдшпатоидами. Они имеют нефелино-содалит-микроклиновый и гаюин-микроклиновый состав и неотчетливо зональное строение, обусловленное преобладанием микроклина в призальбандовых частях и концентрацией кристаллов содалита или гаюина в центре. Наблюдения над пегматоидными жилами Зардалекского массива позволяют предпола-

гать, что их формирование началось в позднемагматических условиях, но закончилось уже под влиянием гидротермальных растворов, содержащих хлор-, карбонат- и сульфат-анионы [Ильинский, 1970]. Содалит и другие минералы этой группы типоморфны для многих массивов Туркестано-Алая, но лишь в интрузиях Северного пояса они имеют первичный характер, обычно кристаллизуясь вместо нефелина, а не за счет его. Вместе с тем в массивах Северного пояса отмечается вторичный содалит, формирующий так называемые зоны содалитизации. Как отмечает Г. А. Ильинский, благодаря ярко-голубой окраске содалит хорошо заметен даже в мелкозернистых породах, а приуроченность его к тектонически ослабленным зонам при сильном катаклазе пород способствует выявлению таких зон в ходе полевых наблюдений. Для этих же зон характерна более поздняя кристаллизация вишневиты.

Магматические породы Зардалекского массива взаимодействуют с вмещающими известняками, формируя скарны различного состава. Процессы скарнирования наиболее интенсивны в ксенолитах известняков среди габбро-монцитонитов и трахитоидных сиенитов. Нефелиновые сиениты скарнируют известняки гораздо слабее, на интервале 20—50 см. Специфическая особенность скарнов Зардалекского массива — широкое развитие магнезиальных минералов, в первую очередь флогопита, что объясняется наличием во вмещающих породах доломита. Более детального исследования скарнов массива не проводилось. По минеральному составу выделены скаполит-гранат-пироксеновые, магнетит-амфибол-оливиновые и флогопит-амфиболовые эндоскарны, а также диопсидовые, гранат и флогопит-пироксеновые, шпинель-форстерит-пироксеновые, волластонитовые, флогопитовые и другие экзоскарны. Зональность в скарнах выражена неотчетливо, что, вероятно, вызвано наложением постмагматических метасоматитов на скарны магматического этапа; диопсидовые и шпинель-форстеритовые скарны формируются раньше флогопитсодержащих пород и интенсивно замещаются последними. Из других минералов, встреченных в скарнах зардалекского комплекса, отметим специфические: монтицеллит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, хлорит, доломит, пирит, цеолит.

Лазуритовая минерализация обнаружена среди вмещающих известняков у южного контакта массива.

Известняки полностью мраморизованы и перекристаллизованы, но при этом сохранилась микроструктурность, согласно которой распределяются исходные и новообразованные минералы. Лазуритсодержащие породы на 80—90% состоят из мелкозернистого кальцита, а также варьирующих количеств лазурита и пирита. Лазурит образует мелкозернистую (до 1 мм), обычно микрозернистую, почти неразличимую невооруженным глазом вкрапленность в кальците. Минерал распределен в породе неравномерно, концентрируясь в виде отдельных полос или вытянутых линз мощностью до 3—5 мм. Индигово-синий цвет мельчайших изометричных кристаллов лазурита придает синюю окраску всей полосе

даже при небольшом содержании минерала. Ориентировка мелких выделений пирита также соответствует слоистости мраморов, но пирит распределен равномернее, встречаясь примерно в одинаковых количествах в лазуритсодержащих прослоях и вне их. Так же линейно распределен в породе доломит, обогащающий отдельные тонкие слои мраморов, в которых его содержание может достигать до 30%. Диопсида в породе немного (1—3%), приурочен он обычно к лазуритсодержащим прослоям.

Находка лазурита в Зардалекском щелочном массиве из-за незначительных масштабов развития лазуритовой минерализации не имеет какого-либо практического значения, но представляет особый интерес как еще один генетический тип этого минерала.

Таким образом, на территории СССР выявляются два генетических типа лазуритовой минерализации. Один из них связан с контактовым метаморфизмом и метасоматозом карбонатных пород под воздействием щелочных интрузий. Другой — основной — с проявлением единого петрогенетического процесса, проходившего в течение трех последовательно сменявших друг друга этапов: а) регионального метаморфизма; б) регионального метасоматоза (гранитизации) и сопряженного с ним магматизма; в) постмагматического.

С этапом регионального метаморфизма связано образование различных мраморов, гнейсов и сланцев гранулитовой фации (субфации двупироксеновых и роговообманковых гранулитов) и амфиболитовой фации (силлиманит-альмандиновая субфация).

Магматический этап характеризуется интенсивным проявлением гранитизации метаморфических пород, что приводит, с одной стороны, к мигматизации и скарнированию последних, а с другой — к формированию магматических пород в основном гранитоидного состава. Минеральные ассоциации пород магматического этапа соответствуют силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. В связи с этим процесс гранитизации в районах исследований зачастую имеет регрессивный наложенный характер по отношению к процессу метаморфизма. Вместе с тем гранитизация неразрывно связана с региональным метаморфизмом, что подчеркивается пространственной связью высокометаморфизованных пород и продуктов процесса гранитизации.

Наиболее поздним является постмагматический этап, в ходе которого протекали только процессы гидротермального минералообразования, являющиеся регрессивными по отношению к процессам магматического этапа. Формирование постмагматических пород было многостадийным, что устанавливается обычными геологическими и петрографическими методами (главным образом по пересечению, замещению более ранних пород и минералов поздними). Лазуритоносные метасоматиты формируются в одну из наиболее ранних стадий минералообразования в достаточно высокотемпературных условиях.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Доломитовые мраморы различных месторождений в целом имеют сходный облик и минеральный состав. Это плотные среднезернистые, реже крупнозернистые породы серовато-белого или серого (из-за присутствия графита) цвета. Текстура полосчатая, реже массивная. Полосчатость мраморов обусловлена относительной обогащенностью некоторых прослоек кальцитом или графитом. Мраморы сложены изометричными зернами доломита с незначительной примесью кальцита, форстерита, шпинели, апатита, графита и пирита. Ксеноморфные зерна кальцита почти всегда присутствуют в породе, но распределены неравномерно. Форстерит и шпинель — обычные минералы кальцифиров, и повышенное содержание их в доломитовых мраморах в ассоциации с кальцитом свидетельствует о скарнировании мраморов. Часть форстерита равновесна с доломитом и, вероятно, имеет метаморфическое происхождение, шпинель встречается в резко подчиненном количестве даже по сравнению с форстеритом, апатит — характерный аксессуарный минерал. В районе Мало-Быстринского месторождения встречены доломитовые мраморы, содержащие до 4% апатита (табл. 1, обр. 7).

Доломитовые мраморы лазуритовых месторождений характеризуются высокой магнезиальностью (среднее содержание $MgO = 20,09\%$) и близки к составу доломита (см. табл. 1). Основные вариации состава доломитовых мраморов выражаются в изменении содержания кремнезема, связанном с их скарнированием. Данные табл. 1 показывают, что они связаны постепенными переходами с аподоломитовыми кальцифирами магматического этапа. Граница, разделяющая эти породы, принята условно и состоит из SiO_2 (5%). Количество глинозема в доломитовых мраморах невелико (до 1,06%) и не зависит от содержания кремнезема. Вариации в содержании этого компонента обусловлены, вероятно, литологическими особенностями различных пластов доломитовых мраморов. Наиболее высокие содержания глинозема установлены для мраморов Тулгуйского месторождения, а наиболее низкие — для Слюдянского. Из других характерных компонентов отметим фосфор, фиксирующийся в апатите, и серу, связанную с неравномерной примесью пирита. Общее содержание серы невелико (в среднем 0,07%).

Химический состав доломитовых мраморов (1—10), форстеритовых и шпидель-форстеритовых кальцифиров (11—24)

Компонент	С-1-VIII	Ту-1-I	С-Т-V	Ту-1-V	4	100 г	Л-4-I	С-1-I
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,28	0,86	1,06	1,39	2,24	2,80	3,38	4,39
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,03	—	—	0,06	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,59	1,06	0,18	0,93	0,18	—	0,74	0,18
Fe ₂ O ₃	0,12*	0,25*	0,10*	0,28*	0,16*	0,04	0,28*	0,12
FeO	—	—	—	—	—	0,43	—	Сл.
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	Сл.	—	0,02	Не обн.
MgO	18,35	20,36	21,61	20,76	20,06	18,77	18,95	20,56
CaO	33,09	31,40	31,12	31,12	31,25	34,25	33,11	32,09
Na ₂ O	0,04	Не обн.	0,11	Не обн.	0,18	—	0,01	0,19
K ₂ O	0,01	Сл.	0,03	0,05	0,11	—	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,14	0,17	—	—	1,60	0,06
П. п. п.	0,59	0,08	—	1,04	0,03	0,01	0,46	0,95
CO ₂	46,25	45,66	46,20	44,50	45,33	43,68	40,36	40,63
S _{общ}	Сл.	0,16	0,01	0,09	—	—	0,13	0,01
Сумма	99,43	99,91	100,59	100,38	99,54	100,00	99,11	99,24

Продолжение табл. 1

Компонент	С-1-X	Л-III	Ту-1-VII	Л-50-I	Ту-8-I	П1/15	Л-41-III	5
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	4,40	4,56	5,66	5,69	6,20	6,77	7,95	13,04
TiO ₂	0,04	Не обн.	0,03	0,04	0,06	Не обн.	0,04	—
Al ₂ O ₃	0,87	0,27	1,24	1,84	0,28	0,30	1,19	0,57
Fe ₂ O ₃	0,12*	0,41	0,71*	0,31*	0,44	0,20	0,22*	0,56*
FeO	—	0,14	—	—	0,29	0,09	—	—
MnO	0,08	0,02	0,03	0,08	0,04	Не обн.	0,01	Сл.
MgO	20,97	19,20	18,14	20,89	18,50	23,02	18,55	20,41
CaO	30,84	34,60	34,49	30,98	35,52	31,59	35,05	32,78
Na ₂ O	0,04	0,04	Не обн.	0,10	0,07	0,07	0,04	0,14
K ₂ O	0,02	0,07	Сл.	0,03	Не обн.	Не обн.	0,01	0,23
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,18	0,11	0,02	»	0,08	—
П. п. п.	—	40,00	0,06	—	—	—	0,35	0,07
CO ₂	43,29	—	38,28	39,95	38,16	37,63	36,75	32,63
S _{общ}	0,12	0,41	0,51	0,01	0,48	0,02	Сл.	0,02
Сумма	100,85	99,76	99,33	100,03	99,76	99,68	100,24	100,45

Компонент	ЛК-47/4	С-7-IV	Л-50-II	П-1/14	Л-50-III	П-1/1	Л-41-II	П-1/19
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	13,91	14,36	14,58	15,96	17,63	17,94	18,53	19,25
TiO ₂	0,05	0,03	0,09	He обн.	0,04	Сл.	0,03	He обн.
Al ₂ O ₃	1,66	0,27	1,48	0,40	0,65	0,20	0,94	2,45
Fe ₂ O ₃	0,39	0,47*	0,42*	0,15	0,45*	0,29	0,22*	0,62
FeO	0,11	—	—	0,18	—	0,09	—	0,09
MnO	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05
MgO	20,76	22,56	23,07	23,24	23,94	27,72	18,95	29,42
CaO	33,51	31,97	31,27	32,72	30,70	28,47	33,37	25,99
Na ₂ O	0,08	0,10	0,09	0,08	0,16	0,07	0,04	0,04
K ₂ O	0,07	0,05	0,05	0,08	0,37	Сл.	0,06	He обн.
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,04	0,03	0,04	He обн.	0,16	0,06
П. п. п.	0,42	—	—	—	—	0,05	—	—
CO ₂	29,13	29,56	28,52	27,43	26,14	25,08	27,69	22,65
S _{общ}	0,13 ₂	0,16	0,02	0,01	0,02	0,05	0,12	0,01
Сумма	100,31	99,69	99,64	100,31	100,12	99,98	99,76	100,63

Примечание. Обр. 5,16 — данные А. М. Кильдеева [1972], обр. 6 — данные Б. Я. Хоревой [1955], остальные — данные авторов. Образцы с месторождений: Слюдянское (1, 3, 8, 9, 18), Тултуйское (2, 4, 5, 11, 13, 16), Мало-Быстринское (7, 10, 12, 15, 17, 19, 21, 23), Ляджвардинское (6, 14, 20, 22, 24).

Здесь и далее звездочкой отмечено суммарное железо, выраженное в виде Fe₂O₃.

Кальцитовые мраморы встречаются на всех лазуритовых месторождениях Прибайкалья, но не характерны для Памирских. Эти крайне однообразные по составу породы различны по внешнему облику. Отмечены вариации от мелкозернистых, сахаровидных мраморов до гигантозернистых. По цвету кальцитовые мраморы обычно напоминают доломитовые и в зависимости от содержания графита окрашены от серовато-белого до темно-серого. Разновидности же, практически лишенные графита, имеют белый или даже голубоватый цвет. На Тултуйском и Слюдянском месторождениях встречены желтоватые и розовые кальцитовые мраморы. Текстура безграфитовых и крупнозернистых пород массивная, полосчатая текстура обусловлена послойным распределением графита.

Главный минерал породы — кальцит (до 98% ее объема). Спорадически встречается доломит, образующий мелкие игольчатые включения (часто ориентированные) в кальците и, судя по всему, являющийся продуктом распада первичного высокомагнезиального кальцита. В участках, обогащенных доломитом, структура породы напоминает графическую. Кроме доломита в породе отмечаются диопсид, флогопит, апатит, графит и пирит. В кальцито-

Химический состав кальцитовых мраморов

Компонент	C-16/8	C-1-IV	C-1-V	C-1-VII	C-1-II	C-1-IX	Ty-1-IV	Ty-1-VI
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,25	0,28	0,66	1,16	0,61	0,43	4,16	4,82
TiO ₂	0,02	—	—	He обн.	—	0,03	0,04	0,06
Al ₂ O ₃	He обн.	0,27	0,36	0,45	0,36	0,73	1,20	1,11
Fe ₂ O ₃	0,30	0,06	0,01	0,03	0,04	0,13*	0,43*	0,53*
FeO	He обн.	Сл.	0,07	0,07	0,07	—	—	—
MnO	0,02	—	He обн.	—	Сл.	0,01	0,02	0,03
MgO	2,02	4,23	4,23	4,44	4,64	4,84	5,24	5,44
CaO	52,58	50,75	51,03	50,19	51,03	50,07	47,39	47,39
Na ₂ O	0,05	0,11	0,01	0,09	0,01	He обн.	0,04	0,28
K ₂ O	0,05	0,05	0,07	0,01	0,08	0,01	0,46	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,06	0,10	0,16
П. п. п.	—	—	—	—	0,19	—	1,94	0,49
CO ₂	44,62	44,39	44,09	43,75	43,68	44,45	39,02	38,87
S _{общ}	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,12	0,22	0,20
Сумма	99,95	100,17	100,60	100,25	100,76	100,88	100,26	99,43

Примечание. Обр. 1-6 — Слодянское месторождение; обр. 7, 8 — Тултуйское.

вых мраморах не установлен форстерит, исключительно редко встречается ршинель (Тултуйское месторождение). При раскалывании кальцитовые мраморы, как и доломитовые, издадут резкий запах сероводорода. Отличительной чертой химизма кальцитовых мраморов является их повышенная магнизиальность (среднее содержание MgO = 4,39%), что при низком содержании силикатных примесей отражает высокую магнизиальность первичного кальцита. Повышенные содержания кремнезема и глинозема отмечаются лишь в кальцитовых мраморах Тултуйского месторождения (табл. 2) и связаны с их скарнированием. Именно в кальцитовых мраморах Тултуйского месторождения установлены максимальные концентрации магния. Среднее содержание серы в кальцитовых мраморах (0,08%) близко к таковому в доломитовых мраморах, а повышенные ее содержания (табл. 2, обр. 7, 8) соответствуют повышенным концентрациям железа.

Кварц-кальцитовые мраморы (харагольской свиты) обнаружены только на Мало-Быстринском месторождении, где они непосредственно примыкают к доломитовым мраморам (см. рис. 3),

Химический состав кварц-кальцитовых мраморов Мало-Быстринского месторождения

Компонент	ЛК-37-VI	ЛК-37-VII	ЛК-37-I	ЛК-37-III	ЛК-37-VIII	ЛК-37-II	Среднее
SiO ₂	2,30	2,80	4,44	7,62	8,50	14,13	6,63
TiO ₂	0,02	0,18	0,04	Не обн.	0,07	0,11	0,07
Al ₂ O ₃	0,64	0,66	1,20	0,45	1,18	1,14	0,88
Fe ₂ O ₃	0,17*	0,28*	0,37*	0,34	0,46*	1,00*	0,46
FeO	—	—	—	0,20	—	—	0,20
MnO	0,03	0,02	0,04	0,25	0,06	0,10	0,08
MgO	0,81	0,81	0,20	0,52	0,60	0,60	0,59
CaO	53,62	53,28	53,00	53,24	50,19	47,69	51,84
Na ₂ O	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,15	0,22	0,09
K ₂ O	0,02	0,11	0,12	0,12	0,48	0,60	0,24
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,08	0,05	0,08	0,09	0,08
П. п. п.	0,42	0,13	0,04	—	0,86	—	0,24
CO ₂	42,26	41,03	40,34	38,09	36,84	33,82	38,73
S _{общ}	Сл.	0,02	0,03	0,02	0,07	Сл.	0,02
Сумма	100,39	99,14	99,95	100,95	99,52	99,50	100,15

вещающим лазуритсодержащие породы. Это плотные массивные породы белого, желтоватого или зеленоватого цвета, от средне- до крупнозернистых, сложенные главным образом кальцитом. Кварц в породе распределен неравномерно (от 2 до 20%, обычно 2—5%). Он образует маломощные растянутые и разлинзованные прослойки, которые часто собраны в плоччатые складки, хотя вмещающая их кальцитовая масса сохраняет массивную текстуру. В большинстве изученных образцов кварц брекчирован. Кроме кварца отмечается пироксен ряда диопсид — геденбергит (см. табл. 5) в виде мелких (2—5 мм) хорошо образованных кристаллов, а также сфен и апатит. Кварц-кальцитовые мраморы обычно заполнены будинами и обломками пироксеновых, рогово-обманковых и биотитовых плагиосланцев (часто мигматизированных), по плагиоклазу которых развивается скаполит, отмечаемый и в мраморах вблизи будин.

Кварц-кальцитовые мраморы — самые низкомагнезиальные карбонатные породы, содержащие в среднем 0,59% MgO. Широкие вариации кремнезема в них отражают неравномерное распределение кварца. Характерна и повышенная по сравнению с другими мраморами железистость кварц-кальцитовых мраморов (табл. 3).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Возникновение большой серии пород магматического этапа обусловлено процессами гранитизации метаморфических толщ, широко проявленными в Южном Прибайкалье и на Юго-Западном Памире и приводящими к существенным площадным преобразованиям мраморов, гнейсов и сланцев. Направленность этих процессов определяется замещением метаморфитов породами гранитоидного состава, что особенно ярко выражено на участках интенсивной гранитизации. При этом процессы регионального метасоматоза сопровождаются образованием выплавок гранитоидного состава. Вмещающие породы под влиянием гранитизирующих растворов как бы «доводятся» (в отношении химизма) до состояния, которое позволяет при $T - P$ -условиях гранитизации давать начало выплавкам. В рассматриваемом случае несомненно внутреннее единство метасоматического и магматического процессов — магматические процессы являются следствием метасоматизма.

Гранитоидные выплавки, образуясь *in situ*, перемещаются по ослабленным зонам, формируя в дальнейшем тела гранитоидов «перемещенного типа», для которых характерны резкие, нередко секущие контакты с вмещающими породами, в том числе и метасоматитами магматического этапа. По мере удаления от участков интенсивной гранитизации возрастает относительная роль магматических гранитоидов «перемещенного типа», особенно в районах, непосредственно прилегающих к лазуритовым месторождениям.

Важно подчеркнуть влияние вмещающих пород на состав выплавок и вообще кристаллизующейся магмы. Особенно четко это устанавливается в отношении магнезиальных мраморов, под влиянием которых гранитоидные выплавки нередко заметно меняют свой состав, что приводит (в зависимости от местных условий) к появлению магматических пород более основного или более щелочного состава. Эти породы могут наблюдаться в виде либо эндоконтактных фаций гранитоидов, либо самостоятельных тел жильной формы.

С процессом гранитизации пространственно и генетически связано формирование скарнов и кальцифиров (за счет магнезиальных мраморов). Подобные же изменения наблюдаются в мраморах и вокруг магматических пород «перемещенного типа», но мощности зон скарнирования в данном случае невелики.

Таким образом, в магматический этап образуется весьма пестрая по составу, но генетически единая серия пород. Из магматических пород в районе лазуритовых месторождений наиболее распространены граниты «перемещенного типа», на контакте которых с доломитовыми мраморами образуется основная масса метасоматических пород с лазуритом. Граниты формируют линзовидные и жильные тела мощностью не более 1—2 м при длине до 50 м. Реже встречаются небольшие штокообразные тела. Описанная

Д. С. Коржинским [1947] жила Слюдянского месторождения является примером одного из наиболее крупных гранитных тел.

По составу выделяются три типа гранитов: биотитовые нормальной щелочности*; пироксеновые повышенной щелочности; субщелочные пироксеновые. В последних иногда отмечается вторичная роговая обманка, развивающаяся по пироксену. Между указанными крайними типами гранитов существуют разновидности промежуточного состава, например биотит-пироксеновые граниты без каких-либо реакционных взаимоотношений между этими минералами. Несмотря на то что на многих лазуритовых месторождениях могут быть встречены все указанные типы гранитов, каждое конкретное тело сложено лишь одним из них. Вместе с тем имеется определенная, хотя и не особо четко выраженная, закономерность в размещении гранитов определенного типа по месторождениям. На Слюдянском и Ляджвардаринском месторождениях преимущественно распространены биотитовые и пироксеновые граниты, а на Мало-Быстринском — пироксеновые и субщелочные.

Магматические процессы сиенитового состава выявлены на всех лазуритовых месторождениях. По геологическому положению выделяются два основных типа этих пород: во-первых, породы сиенитового состава слагают самостоятельные тела жильной формы мощностью до 1,5 м; во-вторых, они представляют эндоконтактовую фацию гранитоидов. При этом рассматриваемые породы либо полностью слагают зону эндоконтакта (мощностью до 25—30 см), либо располагаются между зонами анортозита или нефелинового сиенита и гранита. Кроме того, сиениты встречаются в апофизах гранитных тел.

К группе пород анортозитового состава отнесены породы, состоящие почти нацело из плагиоклаза, по составу варьирующего от андезита до анортита (обычно лабрадор-битовнит). В отличие от постмагматических плагиоклазов, формирование которых связано с биметасоматическими процессами [Коржинский, 1947], анортозиты образуются на магматическом этапе как эндоконтактовые фации гранитоидов и являются магматическими породами. Впервые на появление подобных пород в контактах гранитов с доломитовыми мраморами указывал Д. С. Коржинский [1947, с. 11], отмечавший, что «...в эндоконтактовой зоне для нормальных гранитоидов наблюдается возрастание количества плагиоклаза при исчезновении ортоклаза. Но в некоторых щелочных диопсидовых гранитоидах плагиоклаз не появляется или почти не появляется и в контакте залегают сиенитовые разности». Действительно, анортозиты представляют собой эндоконтактовую фацию гранитов наиболее низкой для лазуритовых месторождений щелочности, т. е. биотитовых, реже — пироксеновых. При этом лишь в эндоконтактах тел биотитовых гранитов основность плагиоклаза анортозитов может достигать своего максимального значения (вплоть до анортита), тогда как в эндоконтактах тел пироксеновых гранитов установ-

* Здесь и далее согласно Д. С. Коржинскому [1947].

ливаются только андезитовые апортозиты; в эндоконтактах субщелочных гранитов апортозиты не встречаются.

Тесная генетическая связь апортозитов с гранитами определенного типа обуславливает и их пространственное положение. Относительно широко они распространены на тех участках месторождений, где развиты граниты нормального ряда. Апортозиты формируют наиболее внешние части эндоконтактовых зон, непосредственно контактируя со скарнированными мраморами. Контакт резкий, часто очень неровный, с инъекциями апортозитов в скарны (см. прил., фото 1), что является одним из признаков магматической природы этих пород. Мощность зон апортозитов достигает 20 см. Отмечаются и более мощные тела в виде отдельных жил апортозитов или апофиз, отходящих от зональных тел гранитоидов. В постмагматический этап основные плагиоклазы апортозитов легко замещаются главколитом, и, вероятно, некоторая часть хорошо известных в Прибайкалье анхимономинеральных главколитовых пород — преобразованные апортозиты, которые часто являются субстратом для развития флогопитоносных метасоматитов. Случаи пространственного совмещения лазуритовой минерализации с апортозитами менее обычны, но неоднократно устанавливались на Слюдянском и Тултуйском лазуритовых месторождениях. Здесь по пересечениям однозначно доказывается, что апортозиты — образования более ранние, чем лазуритоносные метасоматиты (рис. 9).

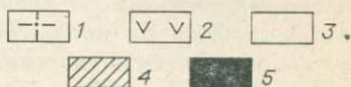
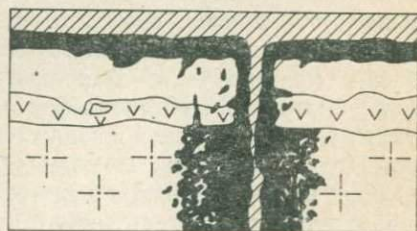
Таким образом, апортозиты являются магматическими породами, о чем свидетельствуют:

четкая пространственная и временная связь апортозитов с гранитами пониженной щелочнометальности, главным образом биотитовыми, причем апортозиты располагаются во внешних (эндоконтактовых) частях тел этих гранитов; полное отсутствие в апортозитах реликтов магматических пород; наличие апофиз апортозитов в скарнах, присутствие ксенолитов последних в апортозитах.

Нефелиновые сиениты формируются как эндоконтактовые фации наиболее щелочных (для лазуритовых месторождений) гранитоидов — пироксеновых повышенной щелочности и субщелочных. Они залегают в центральных частях мощных пластов слабо-скарнированных доломитовых мраморов. Такие участки обычно благоприятны и для последующего лазуритообразования.

Рис. 9. Развитие лазуритоносных метасоматитов по ранее сформированным породам.

1 — порода сиенитового состава (гранитоиды, измененные на фронте лазуритизации); 2 — апортозиты; 3 — главколитовая порода; 4 — лазуритовый кальцифир; 5 — диопсид-лазуритовая порода.



В Прибайкалье наблюдается приуроченность нефелиновых сиенитов к лазуриновым месторождениям. В этом же районе близкие по составу и условиям формирования породы нефелин-сиенитового состава, пространственно не связанные с лазуриновыми месторождениями, выявлены в шарыжалгайской серии [Левицкий, Петрова, 1975]. На Памирских месторождениях гранитоиды повышенной щелочности не развиты, поэтому отсутствуют и нефелиновые сиениты. На Мало-Быстринском лазуриновом месторождении нефелиновые сиениты слагают эндоконтактные зоны мощностью до 25—30 см. Так же как и анортозиты, они образуют наиболее внешнюю часть эндоконтактных пород, резко контактируя со скарнированными мраморами. В постмагматический этап нефелиновые сиениты обычно замещаются лазуриносными метасоматитами, пироксеновые скарны большей частью не изменяются, поэтому нередко встречаются образцы этих скарнов с «инъекциями» лазуриносодержащих пород (см. прил., фото 2). По широкому распространению подобных образцов можно судить об истинной роли нефелиновых сиенитов.

Кроме перечисленных основных типов магматических пород в зональных магматических телах отмечается группа пород переменного состава, слагающих зоны, переходные от гранитоидов различного типа к породам краевых эндоконтактных фаций. Так, переход от гранитов к сиенитам осуществляется постепенно через группу пород граносиенитового и кварц-сиенитового состава. Между щелочно-земельными сиенитами и анортозитами наблюдаются породы, состоящие в основном из калинатрового полевого шпата и плагиоклаза, которые могут быть отнесены к известково-щелочным сиенитам или лейкомагонитам. Мощности переходных зон не превышают первых сантиметров и в зональных телах резко подчинены мощностям основных типов пород. Увеличение мощности пород переходного состава наблюдается лишь в тех случаях, когда породы этого типа слагают наиболее внешние зоны магматических тел.

При внедрении гранитов в известковые мраморы каких-либо эндоконтактных изменений не происходит. В маломощных гранитных жилах и прожилках среди кварц-кальцитовых мраморов иногда повышается количество плагиоклаза и темноцветных минералов, образуются гранат и сфен.

Экзоскарновые аподолмитовые метасоматиты магматического этапа представлены пироксеновыми, шпинель-пироксеновыми, форстеритовыми, шпинель-форстеритовыми скарнами и кальцифирами. Они отмечаются на контактах с магматическими породами и вне этих контактов. С магматическими породами контактируют пироксеновые скарны, по направлению к доломитовым мраморам сменяющиеся форстеритовыми кальцифирами. Мощность зоны пироксеновых скарнов не превышает 20 см, причем максимальная устанавливается на контактах с нефелиновыми сиенитами. Контакт скарнов с магматическими породами неровный из-за инъекций последних в скарны, но всегда резкий и четкий. Никогда не

образуется промежуточных зон, сложенных пироксен-полевошпатовыми породами, часто встречающихся в связи с формацией магнезиальных скарнов в других районах и описываемых как околоскарновые породы [Коржинский, 1960].

Пироксеновые скарны нередко встречаются и вне контакта с гранитоидами; они слагают линзовидные, трубообразные и четковидные тела среди форстеритовых кальцифиров. Шпинель-пироксеновые скарны не характерны для лазуритовых месторождений СССР, они встречены лишь на Талинском месторождении, не считая отмечавшихся Д. С. Коржинским [1947] тонких (не более 3 см) сильно измененных оторочек этих пород в нескольких образцах с Мало-Быстринского месторождения. В обоих случаях шпинель-пироксеновые скарны по своему геологическому положению являются аналогами пироксеновых. Еще более редкими образованиями являются форстеритовые скарны, встреченные только дважды: на Слюдянском и Мало-Быстринском месторождениях. Они образуют тонкие (менее 1 см) зоны вокруг линз пироксеновых скарнов в форстеритовых кальцифирах. Контакт форстеритовых и пироксеновых скарнов резкий и четкий, а переход в форстеритовые кальцифиры часто постепенный.

Шпинель-форстеритовые скарны встречены только на Ляджвардаринском месторождении, где они формируют трубообразные и линзовидные тела среди форстеритовых кальцифиров. Контакты между этими породами резкие, легко фиксируются по практически полному исчезновению шпинели в кальцифирах. В контакте с магматическими породами шпинель-форстеритовые скарны отмечались Д. С. Коржинским [1947] на Слюдянском месторождении. В результате интенсивной лазуритизации они превращены в форстерит-лазуритовую породу.

Форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры образуют внешнюю зону скарновой метасоматической колонки и сменяются доломитовыми мраморами (контакт резкий или постепенный). Наряду с кальцифирами, приуроченными к контактам с магматическими породами, широко распространены и внеконтактные. Последние обычно формируют линзовидные или пластовые тела, залегающие согласно с вмещающими доломитовыми мраморами и достигающие порой значительной (десятки метров) мощности. Несмотря на пластовый характер кальцифиров, это несомненно метасоматические образования, возникающие при скарнировании доломитовых мраморов. Часто в кальцифирах отмечается реликтовый доломит, количество которого всегда обратно пропорционально количеству форстерита в породе и может достигать 10% и более.

Кальцифиры, не содержащие доломита, для лазуритовых месторождений не характерны. Они слагают внутренние участки зон кальцифиров, образованных на контактах с магматическими породами, и спорадически отмечаются среди мощных пластовых кальцифиров. Бездоломитовые шпинель-форстеритовые кальцифиры с сине-зеленой шпинелью широко распространены лишь в районах Талинского и Ляджвардаринского лазуритовых место-

рождений, однако сами месторождения непосредственно залегают среди доломитосодержащих разностей этих пород. Пластовые тела кальцифиров с реликтовым доломитом развиты также на Тултуйском и частично Слюдянском месторождениях. Как уже отмечалось, в пластах кальцифиров Тултуйского месторождения наряду с форстеритовыми кальцифирами встречаются и пироксеновые, что свидетельствует о пониженной магнезиальности первичных мраморов. На Мало-Быстринском месторождении процессы скарирования доломитовых мраморов проявлены менее интенсивно, поэтому мощные пластовые кальцифиры здесь не встречены. Сравнительно небольшие (первые метры по мощности) линзовидные, прожилковые и гнездовые тела форстеритовых кальцифиров обычно тяготеют к краевым частям пласта доломитовых мраморов, вмещающих месторождение.

Интересны взаимоотношения между форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми кальцифирами. На всех лазуритовых месторождениях, за исключением Талинского, преимущественно распространены форстеритовые кальцифиры, содержащие не более 1—2% шпинели (часто лишь в аксессуарных количествах). Среди форстеритовых кальцифиров шпинель-форстеритовые встречаются спорадически, формируя гнезда, трубообразные и прожилковые тела. Обогащенные шпинелью кальцифиры чаще встречаются на контактах или в непосредственной близости от контактов с гранитоидами, гнейсами и сланцами.

Таким образом, в ходе магматического этапа за счет доломитовых мраморов формируются породы, типичные для формации магнезиальных скарнов [Жариков, 1968]. Тела возникающих метасоматитов имеют характерное зональное строение и образуются на контакте с магматическими породами и вне его. При этом тип зональности не зависит от типа гранитоида и строения зоны эндоконтакта.

При внедрении гранитоидов в известковые мраморы обычно не возникает никаких апокарбонатных метасоматитов. Непосредственно на контакте с гранитом в мраморе иногда незначительно повышается содержание пироксена.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Магматические породы

Биотитовые граниты представляют собой массивные средние и крупнозернистые породы светло-серого или розового цвета. Нередко встречаются такситовые граниты, неоднородность строения которых связана с наличием крупнозернистых, пегматоидных участков. Структура породы обычно гипидиоморфно-зернистая, участками пегматитовая. Биотитовые граниты сложены преимущественно кварцем, полевым шпатом и биотитом. Количество по-

следнего редко превышает 3—4% объема породы, т. е. рассматриваемые породы можно отнести к аляскитам. Обычные акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, сфен, гранат; в отдельных образцах встречен мусковит.

Калиевый полевой шпат представлен чаще всего гомогенным ортоклазом, содержащим до 28% альбитового компонента. При более высоком содержании альбитовой составляющей ортоклаз распадается на промежуточный микроклин (степень триклинности 0,3—0,4) и пертиты альбита (до 20%). Калиевые полевые шпаты биотитовых гранитов часто пелитизированы. Плаггиоклаз (20—25 N) слагает до 25% объема породы, макроскопически он имеет розовую окраску, более интенсивную, чем калиевый полевой шпат. Кристаллы плаггиоклазов часто зональные — менее основные в краевых частях зерен. Биотит обычно развит в идиоморфных пластинках и является единственным фемическим минералом. Слюда заметно обогащена титаном (4,22% TiO_2) и глиноземом (1,49 Al в формульной единице), железистость равна 37 (табл. 4).

Химический состав биотитовых гранитов (табл. 5) наиболее изменчив по сравнению с другими типами гранитов прежде всего в отношении содержаний кремнезема и глинозема. Вариации содержаний этих компонентов перекрывают их вариации внутри других гранитоидов и связаны с начальным этапом магматической десиликации. Средние содержания кремнезема и глинозема в биотитовых гранитах составляют соответственно 70,25 и 15,22%, низкие же содержания фемических компонентов отражают лейкократовый состав пород. Главная отличительная черта биотитовых гранитов — высокое суммарное содержание щелочей, среди которых резко преобладает калий (см. табл. 5), в то же время в них устанавливаются минимальные содержания натрия (в среднем 2,88% Na_2O).

Пироксеновые граниты наблюдаются на всех лазуритовых месторождениях, наиболее распространены в Прибайкалье. По текстурно-структурным особенностям они не отличаются от биотитовых гранитов. Основной составной частью породы (помимо кварца) являются калиевые полевые шпаты. По степени триклинной упорядоченности они представляют собой весь ряд от ортоклаза ($\Delta r = 0$) до микроклина ($\Delta r = 0,93$), причем и ортоклаз, и микроклин часто содержат значительное количество пертитового альбита (до 50%). В пироксеновых гранитах довольно обычен плаггиоклаз (15—25 N), но его содержание не превышает 10% объема породы. Пироксен представлен авгитом, содержащим до 1,88% Na_2O (см. табл. 4), встречаются зональные кристаллы, внешние зоны которых сложены эгирином-авгитом. Общее количество пироксена невелико (3—5%). Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон, изредка присутствует кальцит.

Пироксеновые граниты в среднем содержат 14,50% глинозема и 72,53% кремнезема (см. табл. 5), по содержанию фемических компонентов не отличаются от биотитовых. Количество натрия в пи-

Химический состав темноцветных минералов магматических и метаморфических пород

Компонент	ЛШ-32/13	С-6-1	ЛШ-64-11	ЛШ-64-111	Ту-1-VIII
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,71	37,91	50,94	50,26	51,91
TiO ₂	0,08	4,22	0,12	0,10	1,63
Al ₂ O ₃	1,74	16,91	2,09	1,04	1,57
Fe ₂ O ₃	2,15	0,81	3,50	4,92	10,92
FeO	6,29	13,65	12,93	13,29	8,80
MnO	0,26	0,16	0,65	0,65	0,28
MgO	12,50	13,59	6,47	6,65	5,65
CaO	22,70	0,11	20,46	19,62	14,30
Na ₂ O	0,54	0,16	1,78	1,88	3,12
K ₂ O	0,07	9,21	0,06	0,06	0,12
П. п. п.	0,93	—	1,42	1,46	1,77
P ₂ O ₅	0,07	0,19	0,03	0,24	0,09
H ₂ O	—	1,82	—	—	—
F	—	1,03	—	—	—
Сумма	100,04	99,20	100,43	100,17	100,16
<i>f</i>	27	37	38	60	65
<i>al</i>	3	21	10	2	2
<i>n</i>	4	—	13	14	23

Примечание. Обр. 1 — салит из кварц-кальцитовых мраморов, Мало-Быстринское месторождение; обр. 2 — биотит из биотитовых гранитов, Слюдянское месторождение; обр. 3, 4 — пироксены из пироксеновых гранитов, Мало-Быстринское месторождение; обр. 5 — пироксен из субщелочных гранитов, Тултуйское месторождение.

роксеновых гранитах по сравнению с биотитовыми — возрастает (до 5,27% Na₂O), а калия уменьшается (до 3,91%). Суммарное содержание щелочей высокое (в среднем более 9%), но ниже, чем в биотитовых гранитах.

Субщелочные граниты отмечены только на лазуритовых месторождениях Прибайкалья (наиболее распространены на Мало-Быстринском месторождении). Наряду с обычной для гранитов массивной текстурой фиксируются разности с трахитоидным строением, обусловленным субпараллельным расположением уплощенных кристаллов полевых шпатов. Порода сложена чаще всего кварцем и микроклин-микрпертитом, количество пертитового альбита во многих образцах превышает 50%, что сильно затрудняет определение степени триклинности калиевого полевого шпата. В образцах с минимальными для шпатов из этих пород содержаниями пертитов (20—30%) степень триклинности калишпатов составля-

Химический состав магматических пород лазуритовых месторождений

Компонент	П-1/3	100а	376-в	С-4-1	ЛК-37-IX	С-7-XI	ЛК-55-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73,74	70,02	71,12	69,05	68,02	69,57	70,64
TiO ₂	He обн.	—	0,16	0,16	0,16	0,16	0,22
Al ₂ O ₃	13,13	15,49	14,96	16,65	15,64	15,46	15,79
Fe ₂ O ₃	0,63	0,03	0,90	0,71	1,44	0,67*	0,54
FeO	0,27	0,07	0,07	0,07	0,10	—	0,11
MnO	0,01	—	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02
MgO	0,25	0,87	0,26	0,20	0,40	0,79	0,66
CaO	0,61	1,7	0,66	1,26	2,80	1,46	1,92
Na ₂ O	1,72	2,33	3,46	3,41	2,78	3,60	4,46
K ₂ O	9,03	9,43	7,85	9,03	8,33	7,07	4,73
P ₂ O ₅	0,10	—	—	0,26	0,27	0,27	0,64
П. п. п.	0,17	0,01	0,40	0,60	0,33	0,46	0,59
CO ₂	0,19	0,05	He обн.	—	—	0,42	—
S _{общ}	0,03	—	—	0,04	Сл.	0,05	0,04
Сумма	99,88	100,00	99,85	100,47	100,31	99,99	100,36

Продолжение табл. 5

Компонент	С-9-II	С-8-1	С-2-1	Ту-1-VIII	ЛК-30-1	С-6-1	С-7-XII
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	73,43	71,63	70,71	70,66	72,90	62,93	62,46
TiO ₂	0,19	0,24	0,36	0,31	0,13	0,53	0,35
Al ₂ O ₃	13,92	15,08	14,84	14,64	15,02	20,29	18,75
Fe ₂ O ₃	1,17	0,93	2,21	1,98	1,02	1,24	0,27*
FeO	0,23	0,11	0,14	Сл.	0,07	0,81	—
MnO	0,03	0,01	0,05	0,04	0,03	0,01	He обн.
MgO	0,27	0,24	0,50	0,20	0,61	0,75	1,21
CaO	1,26	1,05	1,82	1,82	2,10	2,92	3,08
Na ₂ O	4,25	5,27	5,53	5,91	6,75	6,55	4,97
K ₂ O	3,91	4,94	3,78	4,60	0,85	3,16	6,73
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,14	0,08	0,05	0,19	0,24
П. п. п.	0,50	0,29	0,41	0,50	1,01	0,70	0,27
CO ₂	0,21	0,28	—	—	—	0,34	0,93
S _{общ}	0,01	0,08	0,02	0,01	Сл.	0,01	0,03
Сумма	99,53	100,24	100,51	100,75	100,54	100,43	99,29

Компо- нент	С-Г-I	568-С	С-7-II	С-7-XXI	ЛК-55-II	ЛК-31/4	ЛК-33/2
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	62,34	57,37	46,35	44,15	48,94	44,04	43,44
TiO ₂	0,03	Сл.	0,03	0,36	0,15	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	20,20	26,24	30,89	31,91	24,31	28,09	28,55
Fe ₂ O ₃	0,43*	0,03	0,27*	0,13*	0,19	0,54	0,69
F ₂ O	—	Не обн.	—	—	0,07	0,15	0,27
MnO	0,01	Сл.	Не обн.	Сл.	0,01	Не обн.	Не обн.
MgO	0,71	0,78	0,81	1,01	1,38	0,35	0,71
CaO	3,22	6,46	15,77	18,23	8,82	7,80	3,93
Na ₂ O	5,00	6,19	3,73	2,60	5,47	11,21	13,42
K ₂ O	7,17	1,36	0,50	0,32	3,40	2,84	5,51
P ₂ O ₅	0,54	—	0,42	0,32	0,49	0,46	0,49
П. п. п.	0,19	0,56	—	0,03	2,71	0,69	0,20
CO ₂	0,61	0,62	0,90	0,69	3,70	3,74	2,73
S _{общ}	Не обн.	—	Сл.	0,06	0,02	—0,07	0,05
Сумма	100,15	99,61	99,67	99,81	99,65	100,01	100,07

Примечание. Обр. 2 — данные Б. Я. Хоревой [1955]; обр. 3,16 — данные Д. С. Коржинского [1947]; остальные — данные авторов; обр. 1—6 — биотитовые граниты Лядквардаринского (1, 2), Слюдянского (3, 4, 6) и Мало-Быстринского (5) месторождений; обр. 7—9 — пироксеновые граниты Мало-Быстринского (7), Слюдянского (8, 9) месторождений; обр. 10—12 — субщелочные граниты Слюдянского (10), Тултуйского (11), Мало-Быстринского (12) месторождений; обр. 13—15 — сиениты Слюдянского месторождения, обр. 16—18 — аортозиты Слюдянского месторождения; обр. 19—21 — нефелиновые сиениты Мало-Быстринского месторождения.

ет 0,86—0,93, что соответствует микроклину. Для субщелочных гранитов характерно пониженное количество (не более 5%) кислого плагиоклаза (10—20 N), который в ряде случаев полностью отсутствует. Пироксен слагает до 4—6% объема породы и образует мелкие изометричные выделения неправильной формы. Он представлен эгирин-авгитом, содержащим до 30—35% эгиринового минала (см. табл. 4). Нередко встречаются зональные зерна, обогащенные эгириновой составляющей в краевых частях, где пироксен почти непрозрачен. Пироксены субщелочных гранитов в отличие от авгитов пироксеновых гранитов часто заметно плеохроируют по схеме $Np > Nm \geq Ng$. Из аксессуарных минералов встречены апатит, магнетит, сфен, циркон, рутил и кальцит.

Субщелочные граниты по содержанию глинозема и кремнезема практически не отличаются от пироксеновых гранитов (см. табл. 5). Среди фемических компонентов, содержание которых остается незначительным, возрастает роль трехвалентного железа

(эгириновый минал пироксена), характерная особенность химизма субщелочных гранитов — резкое преобладание натрия (в среднем 5,88% Na_2O) над калием (в среднем 3,05% K_2O).

Сиениты, встречающиеся в пределах лазуритовых месторождений, по минеральному составу в основном относятся к двум типам: нормальному (щелочно-земельному) и щелочному. Наиболее распространены нормальные сиениты — средне- до крупнозернистых массивные породы, внешне похожие на гранит, но не содержащие кварц. Такситовые текстуры встречаются редко и лишь там, где сиениты формируют самостоятельные жильные тела. Структура породы гипидиоморфно-зернистая, реже монцитовая.

Для нормальных сиенитов характерно совместное присутствие калиевого полевого шпата и олигоклаза (20—30 N), слагающих основной объем породы. Щелочной полевой шпат, количественно преобладающий над плагиоклазом, обычно представлен ортоклазом ($\Delta\rho = 0$) или промежуточным микроклином ($\Delta\rho = 0,2—0,7$). Интересными оказались результаты изучения степени моноклинной упорядоченности калишпатов из сиенитов, проведенного Г. Г. Афоной по предложенной ею экспрессной методике [Афоина и др., 1976]. Некоторые образцы в структурном отношении оказались промежуточными между ортоклазом и адуляром, что, возможно, свидетельствует о быстрой кристаллизации этих полевых шпатов из расплава.

По наличию темноцветных минералов среди нормальных сиенитов выделяются биотитовые и пироксеновые разности. В наиболее распространенных пироксеновых сиенитах пироксен представлен натровым салитом; а щелочной полевой шпат — промежуточным микроклином (как и в пироксеновых гранитах). В биотитовых сиенитах, встречающихся чаще всего в районе Слюдянского месторождения, калиевый полевой шпат представлен ортоклазом. Отличительной особенностью калиевых полевых шпатов сиенитов является большая обогащенность альбитовым миналом и пертитовым альбитом.

В целом менее распространенные щелочные сиениты широко развиты на Мало-Быстринском месторождении — как эндоконтактные фации гранитов повышенной щелочности. Наряду со среднезернистыми гранитного облика породами нередко встречаются и микрозернистые, сливные щелочные сиениты. При этом гипидиоморфно-зернистые структуры сменяются в микрозернистых разностях симплективными, мозаичными и пойкилитовыми, щелочные полевые шпаты представлены микроклин-микрпертитом. Кислый плагиоклаз (8—15 N) встречается в подчиненных количествах (до 10%) и образует симплективные сростки со щелочными полевыми шпатами, пироксен представлен эгириин-авгитом. На контактах с нефелиновыми сиенитами нередок нефелин. Обычные аксессуарные минералы — апатит, кальцит, сфен, циркон, магнетит.

По химическому составу (см. табл. 5) сиениты характеризуются постоянным содержанием кремнекислоты (62—63%), высоким глинозема (в среднем 19,75% Al_2O_3) и щелочей (10—12%). Низкое содержание феррических компонентов отражает исключительную лейкократовость пород, а пониженное содержание кальция отвечает кислому составу породообразующих плагиоклазов. К Мало-Быстринскому месторождению примыкает часть «сиенитового массива», являющегося продуктом гранитизации метаморфических сланцев, гнейсов основного состава и ранних габброидов. Повышенная железистость и титанистость исходных пород приводят к обогащению этими элементами образующихся сиенитов (табл. 6). Кроме того, сиениты «массива» отличаются от описанных выше эндоконтактных пониженным суммарным содержанием щелочей, что обусловлено более высокой основностью мраморов.

Анортозиты — белые, иногда с фиолетовым оттенком, среднезернистые массивные породы с панидиоморфно-зернистой структурой. Фиолетовый оттенок приобретает за счет частичного замещения плагиоклаза главколитом в постмагматический этап, однако встречаются случаи непосредственного окрашивания плагиоклаза. Так, лиловый плагиоклаз, содержащий 75% анортитовой составляющей, наблюдался Д. С. Коржинским [1947] на

Т а б л и ц а 6

Метаморфические и магматические породы Мало-Быстринского сиенитового массива

Компонент	ЛК-Г	Л-52-IV	Л-52-I	Л-53-I	Л-54-I	Л-56-I
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,36	46,60	57,87	62,98	57,67	61,81
TiO ₂	1,36	2,05	1,94	0,94	1,64	1,51
Al ₂ O ₃	15,82	14,17	16,64	16,94	17,49	16,91
Fe ₂ O ₃	4,44	2,28	3,19	1,72	2,66	3,27
FeO	3,24	7,36	4,20	3,44	4,49	0,99
MnO	0,15	0,16	0,19	0,12	0,17	0,11
MgO	2,87	11,54	1,65	0,73	2,12	0,57
CaO	6,73	8,24	4,38	2,80	4,32	3,15
Na ₂ O	4,30	3,27	5,30	5,06	4,73	3,95
K ₂ O	3,04	1,54	3,08	4,27	3,07	6,08
P ₂ O ₅	0,43	0,51	0,78	0,35	0,57	0,36
П. п. п.	1,10	0,94	0,66	0,54	0,65	0,43
CO ₂	—	0,71	0,37	0,17	0,08	0,05
S _{общ}	0,02	0,10	0,06	0,08	0,05	0,04
Сумма . . .	99,86	99,47	100,31	100,14	99,71	99,23

Примечание. 1 — биотитовый гнейс; 2 — измененное габбро; 3—5 — сиениты; 6 — мигматизированный биотитовый гнейс.

Слюдянском лазуритовом месторождении. Анортозиты сложены плагиоклазом, основность которого увеличивается по направлению к контакту со скарнированными мраморами. При этом состав плагиоклазов изменяется в широких пределах: от кислого андезина до анортита, что в пределах одного тела анортозитов наблюдается исключительно редко, хотя в районе Талинского месторождения (Шпинелевый шурф р. Талой) в контакте с пироксен-шпинелевыми породами наблюдалось изменение состава плагиоклазов от 30 до 100 N [Коржинский, 1947]. На Слюдянском месторождении состав плагиоклаза варьирует от андезина до кислого битовнита. Основной битовнит здесь встречается лишь в эндоконтактах тонких анортозитовых прожилков среди доломитовых мраморов. На Мало-Быстринском месторождении анортозиты обычно сложены андезином, основность которого повышается к контакту с мраморами. Более основной плагиоклаз (кислый лабрадор) здесь замечался в анортозитах, расположенных вблизи контакта с породами харагольской свиты (южный фланг месторождения).

Темноцветные минералы в анортозитах представлены биотитом (главным образом на Слюдянском месторождении) и пироксеном, количество которых не превышает 3—4% объема породы, обычна незначительная примесь кальцита. Типичный аксессуарный минерал — сфен.

Из-за простоты минерального состава химизм анортозитов определяется составом породообразующего плагиоклаза. При этом необходимо отметить, что приведенные в табл. 5 химические анализы анортозитов лишь частично характеризуют изменение химического состава породы по всей зоне, сложенной анортозитами, даже в конкретном разрезе и являются результатом неизбежного усреднения. В связи с этим особое значение приобретают петрографические данные, используемые в последующих построениях.

Нефелиновые сиениты — массивные лейкократовые мелко- и тонкозернистые породы белого цвета. Текстура обычно такситовая, вследствие варьирующего соотношения породообразующих минералов, прежде всего нефелина, количество которого по направлению к контакту со скарнированными мраморами увеличивается на отдельных участках до 80%. Породы сложены нефелином, ортоклазом и альбит-олигоклазом или нефелином и микроклин-микрпертитом, образующими симплектитовые агрегаты. На участках, где преобладает нефелин, структура обычно мозаичная, торцовая. Нефелин под микроскопом прозрачный, с удивительно однородным погасанием. В породе присутствует первичный кальцит, количество которого достигает 10%. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, которые контактируют с нефелином и полевыми шпатами без каких-либо реакционных оторочек. Единственным темноцветным минералом является эгирин-авгит, наблюдающийся в виде редких неправильных изометричных зерен, интенсивно плеохроирующих от светло- (по Ng) до темно-зеленого (по Np). Нередко встречаются зональные кристаллы, обогащенные по краям эгириновым минералом. Общее количество

эгириин-авгита не превышает 2—3%. Вблизи от контакта с пироксеновыми скарнами в нефелиновых сиенитах иногда наблюдаются отдельные сильно корродированные кристаллы или скопления кристаллов диопсида, бесцветные в шлифе и легко отличимые от эгириин-авгита. Из аксессуарных минералов наиболее типичен апатит, хорошо ограненные кристаллы которого нередко крупнее других минералов породы.

Отмечаются разновидности нефелиновых сиенитов с повышенным содержанием плагиоклаза, основность которого в ряде случаев повышается до андезина. Это, вероятно, свидетельствует о возможности формирования пород, промежуточных между анортозитами и нефелиновыми сиенитами, хотя чисто нефелин-плагиоклазовые породы на лазуритовых месторождениях не встречены.

Химические анализы нефелиновых сиенитов (см. табл. 5) обнаруживают в них низкие содержания железа и магния, характерные для всех без исключения магматических пород лазуритовых месторождений. Наиболее значительные вариации наблюдаются для кремнезема (43,44—48,94% SiO_2), глинозема (24,31—28,55% Al_2O_3) и натрия (5,47—13,42% Na_2O), что несомненно связано с переменным количеством нефелина в породе. Отличительная особенность химического состава нефелиновых сиенитов — высокое содержание кальция (до 8,82% CaO), в значительной степени связанного в кальците, о присутствии которого свидетельствуют и высокие содержания CO_2 (до 3,74%). Кальций, связанный с силикатной частью породы, фиксируется преимущественно в плагиоклазе (см. табл. 5, обр. 19). Наиболее богатые нефелином сиениты содержат наименьшее количество кальция (см. табл. 5, обр. 21), причем в этом случае последний в основном входит в состав кальцита.

В зональных магматических телах переход от одного из перечисленных типов пород к другому осуществляется постепенно, через зоны пород промежуточного состава, в пределах которых происходит исчезновение или появление одного из породообразующих минералов: при переходе от гранитов к сиенитам исчезает кварц, а при переходе от щелочных сиенитов к нефелиновым появляется нефелин. Породы, промежуточные между щелочно-земельными сиенитами и анортозитами, характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, вплоть до исчезновения последнего. Плагиоклаз часто образует идиоморфные кристаллы в калишпатовой массе (лейкомонциты), оставаясь кислым (не выше 30N) даже на контакте с анортозитами. В редких случаях, когда переходными породами этого типа сложены внешние зоны эндоконтактов, наблюдалось появление зональных кристаллов плагиоклаза, основность которых к периферии возрастала до андезина. Характерная лейкократовость всех основных типов магматических пород лазуритовых месторождений сохраняется и в породах переходного состава.

Аподоломитовые метасоматиты

Пироксеновые скарны — плотные зеленоватые или розоватые массивные мелко- и среднезернистые породы панидиоморфно-зернистой структуры. В телах скарнов вне контакта с гранитоидами отмечаются и грубозернистые белые и голубоватые разновидности. Скарны сложены пироксеном (80—95%) и кальцитом (до 20%), а также вторичными минералами — флогопитом и паргаситом. Во внеконтактных скарнах иногда отмечается графит в виде крупных чешуек, включенных в пироксен. В перекристаллизованных пироксеновых скарнах Тултуйского месторождения отмечен акцессорный стрюверит, содержащий 3—10% Nb. Он образует удлиненные (до 1 см) одиночные кристаллы черного цвета с прекрасной штриховкой по призме. Параметры элементарной ячейки: $a = 4,597 \text{ \AA}$; $c = 2,987 \text{ \AA}$. Пироксен представлен глиноземистым диопсидом с низкой железистостью ($f = 1-5$, $al = 1-2$), причем наименьшие содержания железа и глинозема устанавливаются для диопсидов из пироксеновых скарнов, проявленных вне контакта с гранитоидами (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав пироксенов из скарнов магматического этапа

Компонент	Л-50-IV	ЛК-55-III	ЛК-Д	Тл-3-II
	1	2	3	4
SiO ₂	54,44	54,07	55,93	49,80
TiO ₂	0,06	0,08	0,11	0,18
Al ₂ O ₃	0,70	1,57	1,57	9,74
Fe ₂ O ₃	0,11	1,22	0,02	1,43
FeO	0,54	0,36	0,36	0,36
MnO	0,01	0,07	0,04	0,03
MgO	19,35	17,54	17,74	13,81
CaO	23,26	22,99	23,26	22,70
Na ₂ O	0,11	0,65	0,58	0,54
H ₂ O	0,08	0,06	0,26	0,06
П. п. п.	0,86	1,12	0,36	0,92
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,05	0,04
Сумма...	99,57	99,82	100,28	99,61
<i>f</i>	2	5	1	6
<i>al</i>	1	2	2	14

Примечание. Обр. 1—3 — диопсиды из пироксеновых скарнов Мало-Быстринского месторождения (1,3 — вне контакта с гранитоидами, 2 — на контакте с гранитоидами); обр. 4 — фассаит из контактового шпинель-фассаитового скарна, Тултуйское месторождение.

Пироксеновые скарны однородны по химическому составу (табл. 8). Они содержат до 53% SiO_2 , что может превышать содержание кремнезема в контактирующих с ними алюмосиликатных породах. Низкие содержания титана, глинозема, железа, марганца, в сумме не превышающие 1%, устаиваются для скарнов, расположенных вне контакта с гранитоидами. Для них же характерны наиболее высокие содержания магния (в среднем 19,70% MgO). В приконтактовых пироксеновых скарнах количество магния ниже (в среднем 16,20% MgO), что связано с уменьшением роли диоксидового минерала в пироксене.

Шпинель-пироксеновые скарны представляют собой плотные темно-зеленого цвета среднезернистые породы такситовой текстуры, сложенные пироксеном (75—90%), шпинелью (до 10%) и кальцитом (до 5%). Иногда к ним добавляются значительные количества более поздних минералов, из которых наиболее характерны паргасит и флогопит. Шпинель макроскопически зеленая с синим оттенком, развита в виде изометричных ограненных или «окатанных» кристаллов. Под микроскопом бесцветная, иногда с отдельностью, придающей ей сходство с периклазом. Пироксен представлен магнезиальным фассаитом ($f = 6$, $al = 14$, см. табл. 7) макроскопически темно-зеленого цвета, но в шлифе прозрачный, очень сильно диспергирует. Результаты анализа этих редких для лазуритовых месторождений пород приведены в табл. 8. По сравнению с пироксеновыми скарнами они содержат меньшее количество кремнезема и кальция, но значительно богаче глиноземом.

Шпинель-форстеритовые скарны — среднезернистые зеленоватые или розоватые в зависимости от цвета шпинели породы. Структуры зернистые, участками пойкилитовые из-за включений шпинели в более крупные кристаллы форстерита. Кроме ведущих минералов и кальцита отмечаются реликтовый доломит, вторичные флогопит и серпентин. Главная особенность химического состава шпинель-форстеритовых скарнов — высокие магнезиальность (43,2% MgO) и глиноземистость при относительно низкой кремнекислотности (см. табл. 8).

Форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры — плотные белые мелко- или среднезернистые породы, иногда сахаровидные из-за большого количества форстерита. Текстура породы обычно массивная, но встречаются и послойные кальцифиры с полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением графита. Основные минералы кальцифиров — кальцит и форстерит, шпинель встречается реже, в виде мелких зерен, равномерно вкрапленных в кальцит. На отдельных участках к этим минералам присоединяется пироксен, образующий самостоятельные зерна, соизмеримые с зернами форстерита и располагающиеся в виде каймы вокруг кристаллов последнего. Такие породы наиболее обогащены кремнеземом и часто отмечаются вблизи от пироксеновых скарнов. Среди аксессуарных минералов более обычны апатит и пирит, доломит присутствует в каль-

Химические анализы скарнов магматического этапа Мало-Быстринского (обр. 1,5), Слюдянского (обр. 2, 6, 14), Ляджвардаринского (обр. 3, 4, 7—10, 12, 13) и Талинского (11) месторождений

Компонент	Л-50-IV	С-14-III	П-1/2	П-1/16	ЛК-55-III	С-7-XXXI	П-1/5
	1	2					
SiO ₂	52,48	50,06	53,02	43,98	51,72	52,61	49,10
TiO ₂	0,04	0,02	He обн.	Сл.	0,14	0,15	0,06
Al ₂ O ₃	0,28	0,46	0,30	0,20	1,65	1,01	1,40
Fe ₂ O ₃	0,37	0,36	0,64	0,38	0,88	0,27	0,72
FeO		0,04	0,09	He обн.	0,72		0,04
MnO	0,01	He обн.	0,02	0,02	0,07	0,04	0,03
MgO	18,44	22,08	18,73	19,56	15,71	18,02	16,40
CaO	26,08	22,99	25,06	27,27	24,36	24,25	27,60
Na ₂ O	0,08	0,13	0,19	0,11	1,01	0,53	0,58
K ₂ O	0,11	0,05	0,04	He обн.	0,25	0,10	0,14
P ₂ O ₅	0,04	He обн.	0,01	0,03	0,19	0,42	He обн.
S _{общ}	0,01	0,03	0,02	0,02	He обн.	0,02	0,06
П. п. п.	0,14	0,32	0,26	0,15	0,27	0,42	1,09
CO ₂	2,32	4,08	1,09	8,47	2,71	2,46	3,08
Сумма . . .	100,40	100,62	99,47	100,19	99,68	100,30	100,30

Окончание табл. 8

Компонент	1006	П-1/106	П-1/11	Тл-3-II	П-1/18	П-1/9	731a
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	45,83	44,37	43,42	44,60	29,09	30,31	27,00
TiO ₂	0,18	Сл.	0,05	0,16	Сл.	Сл.	0,08
Al ₂ O ₃	3,26	1,30	1,00	15,61	8,50	6,60	1,65
Fe ₂ O ₃	0,48	0,44	0,35	1,19	1,08	0,37	0,78
FeO	1,19	0,04	0,04	0,76	0,09	0,09	0,02
MnO	0,04	0,02	0,03	0,06	0,07	0,02	0,02
MgO	15,95	15,90	15,24	15,20	43,20	17,85	18,80
CaO	26,59	29,27	30,25	20,40	9,29	31,45	27,79
Na ₂ O	0,12	0,39	0,15	0,30	0,11	0,17	0,42
K ₂ O	0,58	0,28	Сл.	0,07	0,06	0,18	—
P ₂ O ₅	—	He обн.	0,02	0,04	0,09	0,04	He обн.
S _{общ}	—	0,06	0,03	0,05	0,09	0,04	—
П. п. п.	0,40	0,57	1,28	0,11	0,31	—	4,62
CO ₂	5,28	7,92	7,94	1,69	8,45	18,88	18,58
Сумма . . .	99,90	100,28	99,68	100,19	100,43	100,00	99,76

Примечание. Обр. 8 — данные Б. Я. Хоревой [1955]; обр. 14 — данные Д. С. Коржинского [1947]; остальные — данные авторов. Обр. 1—4 — пироксеновые скарны, образованные вне контактов с гранитоидами; обр. 5—10 — пироксеновые скарны на контакте с гранитоидами; обр. 11 — шпинель-пироксеновый скарн; обр. 12 — шпинель-форстеритовый скарн; обр. 13, 14 — диоксид-форстеритовые скарны.

цифрах в нескольких генерациях. Наиболее обычен реликтовый доломит, содержание которого, варьируя в широких пределах, строго коррелируется с содержанием форстерита. Он образует изометричные, корродированные по краям зерна, неравномерно рассеянные в породе. Довольно часто в кальцифрах встречается доломит, образовавшийся в результате распада высокомагнезильного кальцита кальцифиров, но его количество обычно не превышает 1—2% объема породы. Этот доломит наиболее характерен для крупнозернистых, перекристаллизованных разностей кальцифиров, где образует игольчатые или ихтиоглиптовые ориентированные субпараллельные вроски в кальците. Другие генерации доломита образуются в процессе гидротермального изменения кальцифиров. Так, при серпентинизации форстерита вокруг зерен последнего появляются доломитовые каймы. В кварц-карбонатную стадию кальцифиров по строго ориентированной системе трещин замещаются прожилками кварц-доломитового состава. Кроме доломита вторичными минералами кальцифиров могут быть флогопит, амфибел, гумит-клиногумит, серпентин и др.

Вариации химического состава кальцифиров связаны главным образом с содержанием кремнезема, которое изменяется от 5,66 до 19,25% SiO_2 (см. табл. 1). В зависимости от степени скарнирования кальцифиров по своему составу приближаются, с одной стороны, к доломитовым мраморам, а с другой — к форстеритовым или пироксеновым скарнам. Количество магния в кальцифиров колеблется в незначительных пределах (18—23%), оставаясь преимущественно на уровне его содержания в доломитовых мраморах. Лишь в некоторых образцах, взятых в непосредственной близости от пироксеновых скарнов, наблюдается незначительное увеличение концентрации этого компонента (до 24—29% MgO), связанное с большим содержанием форстерита. Содержание глинозема в кальцифиров невелико (в среднем 1% Al_2O_3), хотя почти вдвое превышает его количество в исходных доломитовых мраморах (в среднем 0,55% Al_2O_3). Несмотря на общее повышение содержания глинозема в кальцифиров по сравнению с доломитовыми мраморами, прямой корреляции между увеличением содержания кремнезема и глинозема не наблюдается. Породы, содержащие незначительные количества кремнезема, могут быть заметно обогащены глиноземом (см. табл. 1, обр. 12), тогда как кальцифиров с высоким содержанием кремнезема могут практически не содержать глинозема (обр. 22).

ОБЩАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Постмагматический этап начинается вслед за полной кристаллизацией гранитоидов и протекает на фоне общего понижения температуры. При этом низкотемпературные процессы и мине-

ральные ассоциации накладываются на высокотемпературные, в результате чего проявляется стадийность образования метасоматитов. На лазуритовых месторождениях СССР по характерным минеральным ассоциациям и их взаимоотношениям выделено семь стадий: 1) калишпатизации магматических и метаморфических пород; 2) лазуритообразования; 3) флогопитизации и амфиболитизации; 4) серпентинизации; 5) кварцево-карбонатная; 6) цеолитовая; 7) карбонатная. При всей специфичности и редкости лазуритоносных метасоматитов процесс лазуритообразования — вполне логичное и закономерное звено в цепи постмагматических метасоматических процессов. Выявленная стадийность формирования лазуритовых месторождений хорошо укладывается в общую схему стадийности постмагматических метасоматических процессов, предложенную Д. С. Коржинским [1953]. Первые стадии соответствуют «ранней щелочной» стадии (по Д. С. Коржинскому). Затем следует «кислотная», максимальному проявлению которой отвечают кварцсодержащие породы пятой стадии. Наконец, к «поздней щелочной» стадии относятся цеолитовые породы.

Ниже дается характеристика геологического положения всех основных типов пород постмагматического этапа, включая разбор причин отнесения их к той или иной стадии минералообразования. Для пород всех стадий (за исключением второй) одновременно приводятся краткие минералого-петрографические и петрохимические описания. Изучению петрографии, петрохимии и минералогии пород стадии лазуритообразования, представляющих особый интерес, посвящены отдельные главы.

Породы первой стадии. Эта стадия является наиболее ранней стадией постмагматического минералообразования и характеризуется проявлением процессов калишпатизации, скаполитизации и нефелинизации многих магматических и метаморфических пород лазуритовых месторождений. Наиболее общий процесс — калишпатизация вмещающих пород, выраженная в замещении полевых шпатов последних микроклином. Этот процесс достаточно широко проявлен в районе лазуритовых месторождений, причем микроклинизируются гранитоиды, залегающие в любых вмещающих породах. Наиболее ярко микроклинизация проявлена в породах сиенитового состава, залегающих в доломитовых мраморах. Так, на Мало-Быстринском месторождении за счет сиенитов нередко образуются породы существенно микроклинового состава и даже мономинеральные микроклиниты. Это крупно-, иногда гигантозернистые породы, сложенные крупными (до 5 см) кристаллами микроклина белого или серовато-белого цвета. Под микроскопом микроклин водяно-прозрачный в отличие от мутноватых, наполненных включениями микроклинов магматических пород, с прекрасной микроклиновой решеткой. Содержание альбитового минала не превышает 10%.

Скаполитизация магматических и метаморфических пород в первую стадию в двух лазуритоносных провинциях СССР проявилась неодинаково:

на Юго-Западном Памире этот процесс был более локальным, вызывал спорадическую скаполитизацию плагиоклазов гранитоидов и основных сланцев, не формируя при этом существенно скаполитовых пород;

в Прибайкалье скаполитизация носит региональный характер, затрагивая в той или иной степени практически все ранее сформированные алюмосиликатные породы. Непосредственно в районах лазуритовых месторождений скаполит в основном представлен своей фиолетово-лиловой разновидностью — главколитом*.

Главколит развивается главным образом по среднему и основному плагиоклазу (от олигоклаза и выше) пород, в районе Мало-Быстринского месторождения он замещает плагиоклазы в пироксено-плагиоклазовых гнейсах и сланцах. Такому же замещению подвергаются обогащенные плагиоклазом эндоконтактные части гранитоидов, залегающих в кальцитовых и кварц-кальцитовых мраморах. Наиболее широко проявлена скаполитизация гранитоидов, залегающих в доломитовых мраморах, и особенно анортозитов, в результате чего возникают анхимономинеральные главколитовые породы.

Основные плагиоклазы, слагающие внешние приконтактные части анортозитов, легко замещаются главколитом. Поэтому на первый взгляд может показаться, что главколитовые породы — внешняя зона магматических и представляют собой крайнюю степень эндоконтактового изменения последних. Тем не менее скаполитизация имеет явно постмагматический наложенный характер, о вторичности которого свидетельствуют реликты основного плагиоклаза, постоянно отмечающиеся в главколитовых породах. Кроме того, наблюдается наложение скаполитизации сразу на несколько эндоконтактных зон, когда в одном разрезе глав-

колитом замещаются не только анортозиты, но и более внутренние зоны сиенитов и даже граниты (рис. 10). У главколита лазуритовых месторождений основность больше, чем у плагиокла-

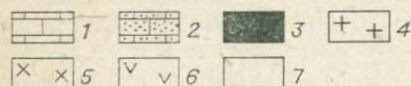
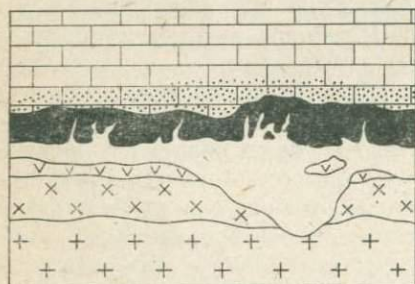


Рис. 10. Замещение главколитом зонального тела магматических пород (зарисовка обнажения на Слюдянском лазуритовом месторождении).

1 — доломитовые мраморы; 2 — форстеритовые кальцифиры; 3 — пироксеновые скарны; 4 — биотитовые граниты; 5 — сиениты; 6 — анортозиты; 7 — главколитовые породы.

* Название «главколит» является общепринятым в специальной литературе по Слюдянскому району. Как показали исследования, характерное окрашивание присуще лишь скаполитам первой стадии минералообразования. Поэтому далее в работе этот термин используется главным образом в генетическом смысле для обозначения раннего скаполита.

за. В разнообразных магматических породах района наблюдается полный ряд плагиоклазов от альбита до анортита. Вместе с тем глауколит представлен лишь средними и основными членами ряда, начиная от мицтонита (40% Me) и кончая мейнитом. При замещении олигоклаза гранитов образуется более основной глауколит, а избыток альбитовой молекулы сбрасывается в виде чистого мелкозернистого альбита, образующего вокруг замещаемого зерна плагиоклаза кайму, которая отделяет глауколит от кварца. Аналогичные случаи отмечены Д. С. Коржинским [1947], наблюдавшим замещение олигоклаза гранитов (30N) мицтонитом (52% Me) с образованием альбита. В то же время при замещении основных плагиоклазов анортозитов альбит обычно не возникает и основность глауколита примерно отвечает основности замещаемого плагиоклаза. Из-за непрерывного изменения состава плагиоклаза анортозитов трудно установить точность такого соответствия, но если основность скаполита несколько выше, то контраст этот не столь резок, как в приведенном примере.

Нефелиновые сиениты редко подвергаются незначительной глауколитизации. При этом в них образуются отдельные участки, сложенные нефелином, скаполитом и альбитом. Нефелин в эту стадию устойчив и скаполитом или другими минералами не замещается.

Постмагматическая нефелинизация магматических пород впервые описана Д. С. Коржинским [1947] для Мало-Быстринского месторождения как процесс, развивающийся на фронте замещения гранитов лазуритсодержащими породами, однако, не исключая возможности такого процесса, в настоящее время имеются данные, показывающие, что лазуритовая минерализация развивалась позднее, чем нефелин. Взаимоотношения нефелинсодержащих пород Мало-Быстринского месторождения с другими алюмосиликатными породами (и особенно со скарнами магматического этапа) позволили отнести их к магматическим породам. Вместе с тем в первую стадию нефелин остается устойчивым минералом. Постмагматические нефелин-кальцит-калишпатовые породы известны в районе Белой Выемки [Петрова, Левицкий, 1984]. Нами эти породы обнаружены на Ляджвардаринском лазуритовом месторождении.

Нефелин-кальцит-калишпатовые породы формируются в эндоконтактах пироксеновых гранитов, в основном замещая магматические породы сиенитового, лейкомицтонитового и реже граносиенитового состава. Характер замещения такой же, как и при замещении глауколитом анортозитов и переходных между последними и биотитовыми гранитами зон (см. рис. 10). Это белые средние-, мелкозернистые (часто сливные) породы. Структуры реакционные, пойкилитовые, симплективные. Часто остаются реликты полевых шпатов и пироксена, последние становятся неустойчивыми и всегда осветляются, «диопсидизируются» по периферии.

Химические анализы пород и минералов стадии калишпатизации приведены в табл. 9. Общая направленность всех происхо-

Химические анализы пород и минералов первой стадии постмагматического этапа

Компо- нент	I	III	379	Л-1	ЛК-31/3а	П-1/30	П-1/31
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,05	51,47	64,48	69,30	42,19	40,48	37,47
TiO ₂	0,40	—	0,08	0,17	0,05	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	33,40	28,49	19,38	13,94	26,17	20,70	23,50
Fe ₂ O ₃	0,17	Сл.	0,13	0,82	0,09	0,64	0,29
FeO	0,06	Не обн.	0,07	4,15	0,99	0,04	0,76
MnO	Сл.	»	—	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	0,04	1,00	0,52	0,30	Не обн.	0,90	0,80
CaO	18,22	9,40	1,26	3,22	12,62	12,40	12,00
Na ₂ O	1,88	6,10	4,36	2,83	8,53	6,70	8,71
K ₂ O	0,38	0,51	9,16	7,31	2,17	8,43	7,40
S	0,02	—	—	0,07*	0,08*	0,05*	0,07*
SO ₃	0,02	1,69	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,24	Не обн.	0,14
CO ₂	1,24	1,10	—	—	4,62	8,80	8,58
H ₂ O	0,17	0,53	0,12	—	1,11	0,60	0,20
П. п. п.	—	—	0,34	0,90	—	—	—
Сумма	100,07	100,32	99,90	100,04	99,38	99,82	100,00

Примечание. Обр. 1,2 — Слюдяное месторождение (1 — глауколитовая порода, данные Д. С. Коржинского [1947]; 2 — глауколит, данные С. С. Смирнова [1962]); обр. 3—5 — Мало-Быстринское месторождение (3 — микроклинит, данные Д. С. Коржинского [1947]; 4 — микроклинизированный гранит; 5 — нефелин-скаполитовая порода с кальцитом); обр. 6,7 — кальцит-нефелин-кальцишатовая порода, Лядквардаринское месторождение.

Здесь звездочкой отмечена общая сера, представленная в виде элементарной серы.

дящих в эту стадию процессов выражается в десиликации, т. е. увеличении Al/Si-отношений, в новообразованных породах по отношению к исходным. При этом может существенно изменяться соотношение щелочей, кальция и возрастать роль летучих компонентов. Магнезиальность алюмосиликатных пород в первую стадию практически не меняется и остается низкой.

Породы второй стадии. Эта стадия характеризуется мощным проявлением постмагматических метасоматических процессов, в ходе которых формируется подавляющая часть лазуритоносных, флогопитоносных, волластонитовых и афганитовых метасоматитов. Их возрастное положение определяется наложением новообразованных минеральных ассоциаций на ранее сформированные породы. Многочисленные примеры наложения лазуритоносных и флогопитоносных метасоматитов на магматические и метаморфические породы приводятся в работах Д. С. Коржинского [1947], Н. В. Воскобойниковой [1938], М. А. Лидарева [1962], Б. Я. Хоревой [1955] и др. Пересечение лазуритоносными мета-

соматитами глауколитовых пород первой стадии показано на рис. 9.

Рассмотрим геологическое положение различных типов метасоматитов, возникающих в ходе второй стадии.

Лазуритоносные метасоматиты. Как показано Д. С. Коржинским [1947], эти образования возникают на контакте алюмосиликатных пород с доломитовыми мраморами и являются биметасоматическими. Главная особенность геологического положения лазуритоносных метасоматитов — их приуроченность к центральным частям относительно мощных пластов доломитовых мраморов, тогда как они не наблюдались на контакте доломитовых мраморов с мощными пластами гнейсов и сланцев. Неблагоприятны для размещения лазуритовой минерализации и зоны контактов доломитовых мраморов с мощными телами скарнов магматического этапа, а также пачки переслаивания доломитовых и кальцитовых мраморов, особенно если последние играют существенную роль в разрезе. Следовательно, необходимо резкое преобладание на каждом конкретном участке высокомагнезиальных мраморов, причем магний должен концентрироваться главным образом в карбонатной части пород. Именно в этих условиях возникают лазуритоносные метасоматиты, причем замещению подвергаются маломощные тела алюмосиликатных пород любой щелочности и кремнекислотности. Состав исходных алюмосиликатных пород определяет только состав формирующихся лазуритоносных пород и сопряженных с ними метасоматитов. Вместе с тем состав пород, подстилающих и перекрывающих «продуктивный» пласт доломитовых мраморов, оказывает определенное воздействие на локализацию лазуритоносных метасоматитов. Так, на Мало-Быстринском месторождении пласт вмещающих доломитовых мраморов контактирует с весьма основными породами. Лазуритовые метасоматиты отстоят от контакта с этими породами на 10—15 м, а иногда и меньше. В карьере Тултуйского месторождения лазуритовая минерализация наблюдается всего в 5—7 м от контакта с основными сланцами харагольской свиты. Иная картина наблюдается на Слюдянском месторождении, где подстилающими и перекрывающими породами являются сильно мигматизированные биотит-гранатовые гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и большим количеством кварца, здесь лазуритоносные метасоматиты удалены от контактов с этими породами на десятки метров. В результате на Мало-Быстринском месторождении гораздо большая часть пачки доломитовых мраморов захватывается лазуритообразованием (чем на Слюдянском), несмотря на то, что пласт мраморов в пределах последнего имеет вдвое большую мощность.

Морфология лазуритовых залежей весьма разнообразна, поскольку она зависит от ряда литологических и тектонических факторов. Замещению среди доломитовых мраморов подвергаются главным образом мелкие тела алюмосиликатных пород, поэтому лазуритоносные метасоматиты невелики по размеру. Обыч-

но размер будин алюмосиликатных пород, целиком замещенных лазуритсодержащими, не превышает 0,3 м в поперечнике. Разумеется, лазуритизации подвергаются и более крупные тела алюмосиликатных пород, однако мощность апосиликатных лазуритоносных зон редко более 10—15 см.

При лазуритизации скарнированных доломитовых мраморов образуются линзовидные, прожилковые, а иногда и пластовые тела с лазуритом «вкрапленного» типа, который развивается главным образом по зернам силикатных минералов. Общее содержание лазурита в этом типе пород не превышает 3—5%, и промышленная ценность их невелика. Вкрапленный тип лазуритовой минерализации широко распространен на Тултуйском месторождении, где наблюдались пластовые тела мощностью до 4—5 м, метасоматические тела с вкрапленным лазуритом — на Мало-Быстринском и очень редко на Слюдянском. На Талинском и Ляджвардаринском месторождениях этот тип минерализации не отмечался. Основная масса лазуритовой минерализации приурочена к контактам доломитов с магматическими алюмосиликатными породами. В этом случае морфология лазуритовых залежей полностью зависит от формы магматических тел и степени их замещения. Лазуритсодержащие породы образуют различной мощности оторочки вокруг гранитоидов, а также характерные просечки «лестничного» типа. Штокообразные тела магматических пород замещаются лазуритом по системе разнообразно ориентированных трещин.

В то же время далеко не каждое тело гранитов, залегающее даже в центральных частях пластов доломитовых мраморов, замещается лазуритсодержащими породами. Одним из необходимых условий возникновения лазуритовой минерализации является наличие тектонически ослабленных зон [Иванов, 1973], по которым мигрируют вызывающие лазуритизацию растворы. От степени проявления тектонических процессов зависят интенсивность метасоматических процессов, приводящих к образованию лазурита, и морфология лазуритсодержащих тел. Для Мало-Быстринского месторождения наиболее характерны мощные линейные тектонические зоны с лазуритизированными будинами различных алюмосиликатных пород. Аналогичные зоны отмечены и на Слюдянском месторождении, но здесь они проявлены локально. Важность зон будинажа для локализации лазуритовой минерализации трудно переоценить. Именно в них нарушается ранняя зональность магматического этапа и различные алюмосиликатные породы приходят в непосредственное соприкосновение с доломитовыми мраморами, что резко повышает возможность протекания лазуритообразования.

Лазуритоносные метасоматиты имеют характерное зональное строение: часть метасоматических зон развивается за счет алюмосиликатных пород, другая — за счет карбонатных. Строение метасоматических колонок и состав входящих в них пород зависят главным образом от состава исходного субстрата (табл. 10). По-

Основные типы метасоматических колонок лазуритоносных метасоматитов

1. (гранит)	порода сиенитового состава	диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	(доломитовый мрамор)
2а. (сиенит)	диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор		(доломитовый мрамор)
2б. (сиенит)	полевошпата-лазуритовая порода	диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	(доломитовый мрамор)
3а. (нефелиновый сиенит)	полевошпата-лазуритовая порода	± лазуритовый кальцифир			(доломитовый мрамор)
3б. (нефелиновый сиенит)	полевошпата-лазуритовая порода	диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	(доломитовый мрамор)
4а. (анортозит)	флогопит-лазуритовая порода	± диопсид-лазуритовая порода	± лазуритовый кальцифир	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	(доломитовый мрамор)
4б. (анортозит)	лазурит-плагиоклазовая порода	± диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир	± перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	(доломитовый мрамор)
5а. (шпинель-форстеритовый скарн)	лазурит-форстеритовая порода	± лазуритовый кальцифир			(доломитовый мрамор)
5б. (шпинель-пироксеновый скарн)	диопсид-лазуритовая порода	лазуритовый кальцифир			(доломитовый мрамор)
6. (шпинель-форстеритовый кальцифир)		лазуритовый кальцифир			

Примечание. При замещении микроклинизированных (в первую стадию) гранитов возникающая зональность аналогична колонке 1, а при замещении мономинеральных микроклинитов — колонкам 2а и 2б; при лазуритизации скаполитизированных (в первую стадию) сиенитов и нефелиновых сиенитов в колонках 2б, 3а, 3б вместо зоны полевошпата-лазуритовых пород (при сохранении остальных зон этих колонок) возникают лазурит-скаполитовые породы; замещение глауколитовых пород аналогично замещению анортозитов (колонки 4а, 4б). Знак (±) означает, что данная зона может отсутствовать.

Сплошная черта отделяет зоны колонок, двойная — апокарбонатные метасоматиты от апосиликатных. В скобках указаны исходные породы.

давливающая часть апосидкратных метасоматитов возникает при замещении гранитов, остальные типы лазуритоносных метасоматитов развиты локально и лишь на отдельных участках месторождений играют определенную роль. И все-таки выявление этого типа метасоматитов является вполне самостоятельной и необходимой задачей, поскольку основная масса ювелирного (наиболее высококачественного) лазурита возникает при замещении щелочных пород, прежде всего представляющих эндоконтактные фации гранитоидов.

Афганитовые метасоматиты по своему пространственному положению не отличаются от лазуритоносных, очевидно поэтому афганит * встречен на всех лазуритовых месторождениях СССР. По масштабам развития афганитовой минерализации (в сравнении с лазуритовой) следует выделить Тултуйское месторождение, где общий объем афганита в породах почти не уступает объему лазурита. Выделяются три типа афганитовой минерализации.

Первый связан с замещением лазурита афганитом (такие породы наиболее распространены). Обычно содержание афганита невелико (от аксессуарных количеств — до первых процентов), а распределение в породах неравномерно. На Мало-Быстринском месторождении обнаружены отдельные зоны и участки интенсивной афганитизации лазурита, при которой образуются породы диопсид-афганитового, диопсид-афганит-кальцитового состава и афганитовые кальцифиры с редкими реликтами лазурита, сохраняющимися обычно лишь в виде включений внутри зерен диопсида. Характерно, что афганит развивается исключительно за счет лазурита, ни в коей мере не затрагивая остальных минералов породы. В результате полностью сохраняются все текстурно-структурные особенности пород.

Второй тип отмечается в породах Тултуйского, Похабинского и Мало-Быстринского месторождений и определяется совместной кристаллизацией афганита и лазурита, без каких-либо реакционных взаимоотношений между этими минералами. Наиболее обычны лазурит-афганитовые кальцифиры с хорошо оформленными кристаллами обоих минералов. Кроме того, отмечаются участки высокотемпературной перекристаллизации лазуритоносных метасоматитов с афганитом первого типа, но уже в равновесном соотношении.

Наконец, третий, наиболее интересный тип афганитовой минерализации, встречающийся на отдельных участках Мало-Быстринского и Тултуйского месторождений, представлен метасоматитами, в которых афганит выступает в качестве аналога лазурита, заменяя его в типичных лазуритосодержащих парагенезисах. Наблюдалось два вида метасоматических колонок, включающих афганитосодержащие породы:

1. (Гранит) — порода сиенитового состава — диопсид-афганитовая порода — афганитовый кальцифир — перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор — (доломит).

* Подробное описание минерала приведено в главе III.

2. (Главколитовая порода) — флогопит-афганитовая порода — перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор — (доломит).

Из приведенных колонок очевидно явное сходство в строении тел лазуритовых и афганитовых метасоматитов.

Характер взаимоотношений лазурита и афганита свидетельствует о том, что последний начинает кристаллизоваться, когда часть лазуритоносных метасоматитов уже сформирована, но в процессе позднего гидротермально-метасоматического изменения афганит и лазурит ведут себя одинаково, легко замещаясь флогопитом в третью стадию минералообразования. Поэтому есть определенные предпосылки для выделения в стадии лазуритообразования двух подстадий (или температурных ступеней): лазуритовой и афганитовой; в последней помимо афганита и лазурита кристаллизуются и другие, более редкие на месторождениях фельдшпатовиды — содалит, гакманит и минералы группы канкринита.

Флогопитносные метасоматиты — видимо, наиболее широко распространенные метасоматические образования лазуритоносных районов СССР. Являясь биметасоматическими, возникая на контакте магнезиальных мраморов с различными алюмосиликатными породами, они по сравнению с лазуритоносными метасоматитами относятся к менее щелочной фации [Коржинский, 1947]. Наиболее благоприятны для размещения флогопитоносных метасоматитов зоны контакта доломитовых мраморов с пластами гнейсов и кристаллических сланцев, а также интенсивно инъецированные магматическими породами и скарнированные доломитовые мраморы. Именно в этих условиях возникают промышленные скопления флогопита и формируются широко известные флогопитовые месторождения Слюдянки, Памира, Алдана.

Флогопитоносные метасоматиты лазуритовых месторождений не содержат промышленного флогопита и, по определению Д. С. Коржинского [1947], являются «эмбриональными флогопитовыми месторождениями». Исключением является район Таллинского лазуритового месторождения, где промышленный флогопит обрабатывался менее чем в 100 м от лазуритовых карьеров. Это исключение, скорее, подтверждает общую закономерность, поскольку лазуритоносные метасоматиты расположены в центральной части пласта доломитовых мраморов, а флогопитоносные — в зоне контакта этого пласта с пироксеновыми амфиболистами.

Различия в геологическом положении флогопито- и лазуритоносных метасоматитов вполне отчетливы: флогопитоносные метасоматиты отмечаются на флангах лазуритовых месторождений. Смена участков развития флогопита и лазурита весьма резкая. Наблюдалось замещение разбужденного тела алюмосиликатных пород метасоматитами различного типа, причем расстояние между отдельными будинами лазуритизированных и флогопитизированных пород не превышало 1,5—2 м. Промежуточный тип замещения отсутствует. Иногда флогопитоносные метасома-

Основные типы метасоматических колонок флогопитоносных метасоматитов

1. (гранит)	± порода сиенитового состава	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	флогопитовый кальцифил	флогопитовый кальцифил	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор
2. (сланец)		диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	диоксид-скаполитовая порода	флогопитовый кальцифил	флогопитовый кальцифил	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор
3. (анортезит или (главколит)		флогопитовая порода («оторочка»)	флогопитовая порода	флогопитовая порода	флогопитовая порода	флогопитовая порода	флогопитовая порода	флогопитовый кальцифил	флогопитовый кальцифил	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор
4. (шпинель-форстеритовый кальцифил)		диоксидовый кальцифил	диоксидовый кальцифил	диоксидовый кальцифил	диоксидовый кальцифил	диоксидовый кальцифил	диоксидовый кальцифил	флогопитовый кальцифил	флогопитовый кальцифил	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор	перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 10.

титы развиваются и в центральных частях пластов доломитовых мраморов, чередуясь с лазуритоносными. При этом четко прослеживается зависимость их размещения от степени скарнирования мраморов, причем флогопитоносные метасоматиты расположены, по сути дела, не в мраморах, а в аподоломитовых форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифилах.

Существенных различий в морфологии тел лазуритовых и флогопитоносных метасоматитов не отмечалось. На контактах алюмосиликатных и карбонатных пород при флогопитообразовании возникают метасоматически зональные тела скарнов, часть которых развивается за счет силикатных, а часть — за счет карбонатных пород. Флогопитизации и лазуритизации в районе лазуритовых месторождений подвергаются, в принципе, одни и те же алюмосиликатные породы. Основные типы метасоматической зональности, наблюдавшиеся в контактах с различными исходными породами, приведены в табл. 11.

Волластонитовые метасоматиты. К настоящему времени в Южном Прибайкалье известно более 50 проявлений волластонитовой минерализации [Вишняков и др., 1977; Слюдянский кристаллический..., 1981], находки которой среди глубококоматаморфизованных пород представляют особый интерес. Одно из таких проявлений обнаружено [Иванов, 1973] в мраморах харагольской свиты, с юга окаймляющих Мало-Быстринское лазуритовое месторождение (см. рис. 2). Исследование этого проявления позволило

выявить черты сходства в размещении лазуритовой и волластонитовой минерализации.

1. Волластонитовая минерализация, как и лазуритовая, главным образом приурочена к контактам силикатных и карбонатных пород. Возникающая метасоматическая зональность включает в себя апосиликатные и апокарбонатные волластонитсодержащие породы.

2. Формированию волластонитсодержащих метасоматитов предшествует широкое развитие процессов брекчирования и будинажа силикатных пород в карбонатной среде.

3. Замещению подвергаются силикатные породы любого состава, обнаруженные в мраморах харагольской свиты: линзы и будины кварцевых пород, метасоматические породы и главным образом основные сланцы и гнейсы, в различной степени мигматизированные.

Основные различия сводятся к следующему.

1. Резко различный состав вмещающих пород. Поэтому если лазуритовые месторождения приурочены исключительно к доломитовым мраморам, то волластонитовые — к кварц-кальцитовым.

2. Волластонитовые метасоматиты в отличие от лазуритовых, проявленных при резком преобладании доломита над силикатными породами, могут развиваться и по контактам тонких карбонатных прослоев в сланцах и гнейсах. Наиболее благоприятными для развития волластонитовой минерализации являются пачки переслаивания кварц-кальцитовых мраморов с силикатными породами, интенсивно раздробленными и разбудинированными.

Постмагматический характер волластонитовой минерализации однозначно доказывается развитием волластонита по гранитоидам, по мигматизированным в магматический этап сланцам и гнейсам. Микроклинизация и скаполитизация, характеризующие первую стадию минералообразования, обнаружены и на волластонитовом проявлении. В отношении скаполитизации сланцев и гнейсов харагольской свиты хотелось бы отметить следующее. Наиболее распространены в пределах свиты темно-зеленые пироксеновые гнейсы и плагиосланцы, в которых в виде отдельных слоев, линз отмечаются биотитовые и биотит-амфиболовые плагиосланцы, иногда с графитом. В пироксеновых разновидностях скаполит — обычный минерал, развивающийся по плагиоклазу, вплоть до образования пироксен-скаполитовых пород с редкими реликтами плагиоклаза. В биотитовых и биотит-амфиболовых плагиосланцах скаполит обычно отсутствует и его появление сопряжено с замещением биотита и амфибола пироксеном. Создается впечатление, что часть пироксеновых сланцев и гнейсов, содержащих скаполит, является преобразованными биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами.

Сходная картина наблюдается и при волластонитизации. По пироксеновым сланцам и гнейсам волластонитсодержащие породы развиваются непосредственно, без промежуточных зон, причем замещаются породы с любым соотношением плагиоклаза и скапо-

лита. В то же время биотитовые и биотит-амфиболовые плагиосланцы всегда отделены от волластонитсодержащих пород зоной диопсид-скаполитового состава, в которой плагиоклаз присутствует лишь в виде реликтов.

Таким образом, пироксен-скаполитовые породы харагольской свиты имеют двойное происхождение. Большая часть их образуется в связи с процессом скаполитизации, относящимся к первой стадии постмагматического минералообразования. Другая часть диопсид-скаполитовых пород формируется несколько позже — одновременно с волластонитовыми метасоматитами — и проявлена локально.

Высокотемпературная постволластонитовая минерализация, несмотря на свою специфичность, выражающуюся в широком развитии гроссуляра, хорошо сопоставляется с породами, относящимися к третьей стадии минералообразования, по присутствию характерной ассоциации амфибола с флогопитом. Одновременность возникновения лазуритовой и волластонитовой минерализаций удалось наблюдать в случае, когда лазуритизации подверглась псевдоинтрузия мраморов харагольской свиты среди блоков доломитовых мраморов. Кварц-кальцитовые мраморы, слагающие псевдоинтрузию, содержали достаточно большое число мелких (не более 10—15 см) будин пироксеновых плагиосланцев, замещавшихся одновременно и волластонитом, и лазуритом. Следует отметить, что лазурит-волластонитовая ассоциация известна и в образцах лазурита из Чили [Hogarth, Griffin, 1976].

Таким образом, волластонит Мало-Быстринского месторождения возникает метасоматическим путем одновременно с лазуритом и является его фаціальным аналогом.

Породы третьей стадии. Кроме флогопитоносных метасоматитов, являющихся фаціальными аналогами лазуритовых пород и пространственно разобщенных с последними, непосредственно в пределах лазуритовых месторождений выделяются флогопитсодержащие породы, формирующиеся главным образом за счет диопсид-лазуритовых пород и лазуритовых кальцифиров. Флогопитизация лазуритоносных метасоматитов проявлена исключительно широко, но интенсивность этого процесса обычно невелика. Наиболее ярко флогопитизация проявляется в тектонических зонах с будинами лазуритизированных пород. В таких участках буквально каждая будина диопсид-лазуритовых пород по периферии замещается флогопит-анатит-кальцитовой породой, образующей серебристо-голубую «рубашку» мощностью в несколько миллиметров. В шлифах отчетливо видно, что флогопит начинает развиваться по контакту зерен диопсида и лазурита, и этот процесс продолжается вплоть до полного исчезновения одного из минералов. Во внешней части будины к лейстам флогопита, наполненным реликтами избыточного минерала, присоединяются кальцит и анатит. Содержание последнего в породе обычно не превышает 5%, но встречаются разновидности, почти наполовину сложенные этим фосфатом. Лазуритовый кальцифир в между-

Химический состав флогопитов и амфиболов третьей стадии постмагматического этапа

Компонент	П1/22	ЛК-35/2	ЛК-35/1	ЛК-35/4	Л-49/1	ЛК-34/6	Тл-2/6
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,95	41,20	40,89	40,44	57,78	55,60	42,66
TiO ₂	0,40	0,99	0,26	0,80	0,06	0,05	1,08
Al ₂ O ₃	13,90	15,09	15,42	15,88	1,63	1,08	15,67
Fe ₂ O ₃	0,17	0,22	0,32	0,42	0,99	0,59	3,37
FeO	—	0,27	0,18	0,09	—	—	1,08
MnO	0,02		He обн.		0,01	0,01	0,05
MgO	27,20	26,77	27,29	26,66	22,09	23,38	17,65
CaO	0,50	0,16	0,21	0,26	12,68	12,46	11,80
Na ₂ O	0,78	0,15	0,84	0,14	1,15	3,01	2,74
K ₂ O	10,35	9,99	9,27	10,11	0,38	0,81	1,56
P ₂ O ₅	He обн.	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03
H ₂ O	2,10	3,31	3,63	3,28	3,19	2,97*	1,59
F	3,65	3,65	3,65	3,90	0,64	0,88	0,58
Сумма	99,49	100,21	100,50	100,41	100,24	100,36	99,53
<i>f</i>		1	1	1	2	1	12
<i>al</i>		18	18	19	2	1	20

Примечание. 1—4 — флогопиты из аполозуритовых пород: 1 — Ляджвардаринского, 2—4 — Мало-Быстринского месторождений; 5 — тремолит Мало-Быстринского месторождения; 6 — натровый тремолит Мало-Быстринского месторождения; 7 — паргасит Талинского месторождения.

Суммы даны с учетом поправки на $0 = F$.

динных пространствах также превращается в крупнозернистую флогопит-кальцитовую с апатитом породу. Флогопит здесь образует идеально оформленные бочонковидные кристаллы (до 2 см по удлинению). Особенно интенсивно флогопитом замещаются кальцифиры с парагенезисом лазурит + форстерит. Химические анализы флогопитов из аполозуритовых пород приведены в табл. 12. Примечательно, что флогопиты третьей стадии хорошо отличимы от ранее образованных, которые содержат гораздо меньше фтора и характеризуются иными содержаниями редких щелочей. Следует учесть, что анализировались флогопиты данной стадии, образованные за счет пород, ранее не содержавших этого минерала. При перекристаллизации ранних генераций в третью стадию флогопитов указанные различия в некоторой степени стираются, но направленность изменения состава флогопитов во времени сохраняется.

Таким образом, интенсивное проявление флогопитизации в конечном итоге приводит к полному исчезновению лазурита. Однако при относительно слабом проявлении этого процесса локально происходит перекристаллизация лазурита с образованием круп-

нокристаллических флогопит-лазурит-кальцитовых пород. В них лазурит наблюдается в виде крупных (до 2—3 см в поперечнике) хорошо оформленных кристаллов. Между лазуритом и флогопитом не фиксируется реакционных отношений. Иногда при флогопитизации происходит преобразование кубического лазурита в триклинный.

Химическую направленность процесса флогопитизации диоксид-лазуритовых пород можно выявить при сопоставлении данных таблиц 13 и 14. По абсолютным содержаниям кремния и алюминия и их соотношению флогопитизированные диоксид-лазуритовые породы не отличаются от исходных; возрастают содержания компонентов флогопита К, Mg и F.

В диоксид-скаполитовых породах второй стадии поздняя флогопитизация выражается в появлении пятен, гнезд, просечек флогопита, образующегося по контакту зерен диоксида и скаполита, вплоть до полного исчезновения одного из этих минералов. Диоксид-флогопитовые породы и флогопитовые кальцифиры в третью стадию часто перекристаллизуются с образованием крупных кристаллов флогопита, диоксида и апатита, выполняющих вместе с кальцитом гнездовые или жилные тела.

- Таблица 13

Химический состав диоксид-лазуритовых пород, частично флогопитизированных в третью стадию

Компонент	С-7-IX	ЛК-39/4а	С-7-XXV	С-6-XI
	1	2	3	4
SiO ₂	44,77	39,35	49,19	43,11
TiO ₂	0,12	0,04	0,04	0,10
Al ₂ O ₃	11,89	18,03	15,86	7,93
Fe ₂ O ₃	0,61*	0,20	0,19	0,43*
FeO	—	0,36	0,07	—
MnO	0,02	Не обн.	0,01	0,01
MgO	20,25	8,42	12,68	22,85
CaO	9,39	11,29	8,06	13,18
Na ₂ O	2,19	6,77	3,98	1,92
K ₂ O	5,38	2,77	4,80	4,46
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,36	0,12
П. п. п.	2,10	4,06	2,26	1,13
S	1,41**	1,15	—	—
SO ₃	1,41**	3,27	1,09**	0,08**
F	1,00	0,31	0,64	0,87
CO ₂	0,46	3,69	1,04	3,35
Сумма	99,30	99,73	100,00	99,17

Примечание. Двойной звездочкой отмечена общая сера, представленная в виде SO₃. Суммы даны с учетом поправки 0 = F, S.

Таблица 14

Химический состав диопсид-лазуритовых пород

Компо- нент	II-1/II	674	C-6-VII	C-6-VIII	II-1/4a	C-7-XIV	II-V
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,26	35,96	50,96	45,08	46,92	47,16	46,82
TiO ₂	0,05	Сл.	0,23	0,04	0,06	0,04	0,17
Al ₂ O ₃	7,40	6,94	9,96	9,03	9,75	9,87	10,08
Fe ₂ O ₃	0,63	0,32	0,23	0,43*	0,92	0,27*	1,00
FeO	0,31	0,59	0,22	—	0,60	—	0,29
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03
MgO	13,80	10,20	12,51	14,30	11,20	12,49	11,20
CaO	21,60	29,78	16,47	18,51	20,20	19,07	17,84
Na ₂ O	3,48	2,46	4,52	4,19	4,29	4,86	2,16
K ₂ O	0,50	1,01	0,68	1,14	0,72	0,23	1,90
P ₂ O ₅	Не обн.	—	0,62	0,18	1,12	0,45	0,03
II. п. п.	0,55	0,43	0,39	1,30	0,94	1,51	7,84
S	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	1,30**	3,72**	0,47**	2,53**	1,95**	3,34*	1,47**
CO ₂	1,10	11,14	2,75	3,36	1,32	0,27	—
F	0,02	—	—	—	0,10	0,02	—
Сумма	100,02	102,56	100,02	100,10	100,08	99,60	100,83

Продолжение табл. 14

Компо- нент	II-VI	C-8-II	ЛIII-38/5	ЛIII-38/9	ЛIII-38/9	II-376	II-XII
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	42,70	47,57	43,83	47,36	40,63	45,58	45,44
TiO ₂	0,23	0,07	0,03	0,04	0,04	—	0,54
Al ₂ O ₃	9,18	11,06	10,71	11,97	10,61	12,13	12,20
Fe ₂ O ₃	0,93	0,50	0,95	0,40*	0,85	0,48	4,35
FeO	0,36	0,22	0,67	—	0,31	0,14	1,22
MnO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	—	0,09
MgO	10,40	11,86	10,84	11,88	10,48	11,87	6,30
CaO	23,00	15,56	18,58	16,54	21,10	16,76	16,21
Na ₂ O	3,38	4,77	4,98	4,11	4,51	4,81	3,24
K ₂ O	0,70	1,51	0,51	0,98	0,84	1,00	2,64
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,77	0,26	1,70	—	0,04
II. п. п.	7,91	1,80	2,94	3,02	0,98	0,81	6,18
S	—	—	0,11	—	0,15	—	—
SO ₃	1,90**	3,16**	3,84	1,75**	3,42	3,54**	2,75**
CO ₂	—	2,80	1,17	1,20	3,68	1,48	—
F	—	—	0,06	0,04	0,16	0,35	—
Сумма	100,75	101,00	100,02	99,56	99,80	100,19***	101,20

Компонент	П-1/10а	П-1/10	С-7-XXVII	С-7-VIII	П-1/6	П-1/32
	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	43,05	39,71	44,23	48,07	45,40	44,24
TiO ₂	0,05	Не обн.	0,13	0,04	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	12,20	11,30	13,08	12,99	13,90	13,60
Fe ₂ O ₃	0,89	1,15	0,40*	0,61*	0,34*	0,68
FeO	0,04	0,36	—	—	—	0,60
MnO	0,03	0,03	0,02	0,06	0,01	0,02
MgO	10,00	10,25	11,18	11,97	9,80	10,40
CaO	18,20	18,76	15,98	15,42	17,00	16,00
Na ₂ O	5,76	5,87	7,13	2,81	6,36	6,36
K ₂ O	1,51	1,28	0,76	1,39	0,75	1,38
P ₂ O ₅	Не обн.	0,02	0,58	0,38	0,17	Не обн.
П. п. п.	1,39	1,32	0,87	4,07	0,84	1,26
S	0,54	—	—	—	—	—
SO ₃	3,89	4,95**	5,32**	0,53**	3,85**	3,83**
CO ₂	2,64	4,76	0,39	1,61	1,10	1,54
F	0,10	0,20	0,08	0,03	0,32	0,20
Сумма	99,98	99,88	100,13	99,97	99,77	100,09

Окончание табл. 14

Компонент	678	1005	С-7-XXX		379	ЛШ
	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	37,19	41,16	39,96	41,95	41,07	33,06
TiO ₂	Сл.	0,04	0,08	Не обн.	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	11,67	14,98	16,46	17,64	17,20	15,56
Fe ₂ O ₃	0,16	Не обн.	0,34*	0,20	0,18	0,95
FeO	0,28	1,07	—	—	0,18	0,31
MnO	0,03	0,05	0,01	Не обн.	0,02	0,01
MgO	9,00	10,50	7,76	7,30	9,22	5,85
CaO	23,01	16,3	15,07	14,45	13,63	21,03
Na ₂ O	4,87	6,5	8,75	9,72	8,30	6,84
K ₂ O	0,33	1,42	0,57	0,57	1,48	0,41
P ₂ O ₅	0,55	0,87	0,71	—	—	0,62
П. п. п.	4,16	0,7	1,89	—	8,99	2,34
S	—	0,60	—	0,20	—	0,40
SO ₃	4,32**	4,4	6,47**	6,64	—	4,73
CO ₂	6,60	—	1,73	—	—	7,59
F	—	—	0,03	—	—	0,14
Сумма	102,17	99,29***	99,82	99,67	100,36	99,85

Примечание. Обр. 2, 13, 21, 25 — данные Д. С. Коржинского [1947]; обр. 22 — данные Б. Я. Хоревой [1955]; обр. 24 — данные А. Г. Давыченко [1972]; остальные — данные авторов. Обр. 1, 5, 15, 16, 19, 20, 22, 24 — Лиджвардаринское месторождение; обр. 2, 7, 8, 10, 12, 14, 21, 26 — Мало-Быстринское месторождение; остальные — Слюдянское месторождение; в обр. 12, кроме того, 0,38% BaO.

Двойной звездочкой отмечена общая сера, представленная в виде SO₃. Завышение сумм связано с присутствием в породах сульфидной серы; суммы даны с учетом поправки 0 = F, Cl, S. В сумму (***) включены 1,82% Cl (обр. 13) и 0,43% Cl (обр. 22).

За счет ранних высокоглиноземистых пород в третью стадию нередко образуется паргасит в виде отдельных крупных кристаллов или их шестоватых агрегатов. Обычно эти скопления приурочены к контактам диопсид-скаполитовой и диопсид-флогопитовой пород, реже к контактам различных алюмосиликатных пород со шпинель-фассаитовыми скарнами. В зависимости от железистости исходных пород цвет паргасита изменяется от бесцветного до темно-зеленого, почти черного. Бесцветный паргасит ($2V = +66$) отмечен в кальцифирах Мало-Быстринского и Тултуйского месторождений, где он совместно с флогопитом развивался за счет пироксена и реликтового форстерита. В целом для кальцифиров и бедных глиноземом пироксеновых скарнов характерно развитие в третью стадию амфиболов ряда тремолит — натровый тремолит (см. табл. 12). Они образуют крупные (до 10 см по удлинению) бесцветные, сероватые, зеленоватые кристаллы, а также сноповидные и спутанно-волокнистые агрегаты.

За счет шпинель-форстеритовых кальцифиров Талинского месторождения на отдельных участках образуются гумит-клиногумитовые кальцифиры. Гумит и клиногумит развиваются главным образом по форстериту и шпинели, реже по реликтам доломита, слагая до 5% объема породы. Минералы группы гумита макроскопически оранжевые до красных; плеохроизм слабый в темных тонах. Интенсивная флогопитизация окружающих кальцифиров их совершенно не затронула, поэтому они отнесены к третьей стадии. Не исключается возможность образования гумит-клиногумитовых кальцифиров в предыдущую стадию.

В кварц-кальцитовых мраморах и проявленных среди них метасоматитах процессы третьей стадии также характеризуются развитием амфибола и флогопита, которые замещают пироксен в породах повышенной основности. Амфибол здесь представлен актинолитом, часто образующим типичные зеленые актинолитовые «солнца». Спецификой проявления процессов третьей стадии в ранних метасоматитах по кварц-кальцитовым мраморам является формирование граната ряда гроссуляр — андрадит. Этот белый или желтоватый минерал обычно развит в виде сплошных масс и тонких каемок вокруг силикатных минералов в волластонитсодержащих метасоматитах и в породах более ранних стадий. Наиболее характерно развитие гроссуляра по основным плагиоклазу и скаполиту. В скарнированных кварц-кальцитовых мраморах гроссулярная кайма возникает вокруг зерен скаполита, отделяя последний от кальцита. Волластонит в кальцифирах обычно устойчив и замещается гранатом лишь по контакту со скаполитом. Более интенсивное замещение волластонита гранатом наблюдается в силикатных породах. Здесь часто наблюдаются каймы гроссуляра на стыках зерен волластонита со скаполитом и плагиоклазом. Подобное взаимоотношение названных минералов наблюдалось Н. Н. Перцевым [1959] в волластонитсодержащих породах Алдана. Н. Н. Перцевым предложена следующая реакция с образованием гроссуляра: волластонит + скаполит № 67 =

= гроссуляр + кварц (с выделением избытка щелочей и углекислоты). Возможно, эта же реакция частично осуществляется и в данном случае, но выделившийся кварц трудно отделить от кварца, образованного в более поздние стадии и имеющего явно наложенный характер. Вместе с тем очевидно протекание другой реакции образования гроссуляра: волластонит + скаполит = гроссуляр + альбит. Мелкие зерна и каймы альбита постоянно наблюдаются в породе при появлении граната.

Породы четвертой стадии. Эта стадия характеризуется развитием серпентина по ранее образованным магнезиальным породам и минералам. Ни на одном из изученных месторождений процессы серпентинизации не получили широкого распространения и проявились лишь на отдельных небольших участках. Это главным образом зоны будинажа и брекчирования, различные сдвиговые нарушения. В первую очередь серпентинизации подвергаются форстеритсодержащие породы — форстеритовые и шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. При серпентинизации форстерита возникают обычные петельчатые, сетчатые, жилковидные структуры замещения. Характерно появление на контакте с замещаемым зерном мелких зерен и кайм доломита. При незначительной серпентинизации форстерита кальцифиров другие силикатные минералы (пироксен, флогопит, скаполит, гумит-клиногумит и др.) обычно устойчивы. При интенсивном развитии процесса серпентинизируются и эти минералы, причем при замещении алюмосиликатов в ассоциации с серпентином появляется хлорит. В серпентине отмечаются мелкие выделения рудного минерала (магнетита?). Сульфиды при серпентинизации неустойчивы и замещаются гематитом.

В метасоматитах, формирующихся среди кварц-кальцитовых мраморов, четвертая стадия отмечается появлением минералов группы эпидота: цоизита, клиноцоизита и эпидота. Цоизит и клиноцоизит приурочены главным образом к известковым скарнам, где замещают плагиоклаз, скаполит, волластонит, гранат, пироксен и другие минералы. Минералы в шлифах бесцветны, с характерной аномальной интерференционной окраской, обычно образуют шестоватые и скелетные кристаллы. При замещении граната возникают игольчатые и сноповидные агрегаты, состоящие из цоизита, кварца и кальцита. Эпидот распространен более широко, в метасоматитах он развивается в основном по пироксену, нередко замещает темноцветные минералы гранитоидов.

Породы пятой стадии. Отличительная особенность их — появление кварца в ассоциации с кальцитом, доломитом, серпентином, альбитом и другими более редкими минералами. Кварц-карбонатные породы развиваются в доломитовых мраморах и аподоломитовых метасоматитах главным образом по трещинам кливажа, что обуславливает их расположение в виде системы субпараллельных и взаимно пересекающихся прожилков. Это мелко- и микрозернистые породы белого цвета, хорошо заметные в сероватых вмещающих мраморах и кальцифирах. Мощность про-

жижков обычно измеряется миллиметрами, редко до 10—15 см, контакты их с вмещающими породами исключительно резкие и четкие. Неоднократно отмечались случаи, когда в форстеритовых кальцифирах кварц-карбонатными и кварц-серпентиновыми агрегатами замещалась лишь часть зерна форстерита, входящая в прожилок, а другая часть оставалась без изменений (см. прил., фото 3). Состав пород рассматриваемой стадии зависит главным образом от состава исходных пород. Это выражается в различии минерального состава возникающих пород и количественном соотношении порообразующих минералов. За счет слабо скарнированных доломитовых мраморов возникают кварц-доломитовые породы. При замещении форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров к кварцу и доломиту присоединяются серпентин и кальцит. Серпентин в виде волокнистых и перистых агрегатов псевдоморфно развивается по форстериту, поэтому нередко происходит наследование структуры первичной породы. Содержание кварца в породе невелико. Обычно он присутствует либо в тесных сростаниях с серпентином, где различим лишь при больших увеличениях, либо выполняет тонкие ветвистые трещинки и пустоты среди карбонатов в осевых частях прожилков. Химический анализ кварц-кальцит-доломитовой породы, развивавшейся за счет шпинель-форстеритового кальцифира (см. табл. 1, обр. 17), показал, что изменения в химическом составе пород весьма незначительны, несмотря на глубокое преобразование их минерального состава.

При замещении лазурит- и скаполитсодержащих пород в составе прожилков появляется альбит. Неоднократно наблюдалось разложение основного скаполита на альбит и кальцит. Пирит в кварц-карбонатных прожилках неустойчив и замещается гематитом. В кварц-карбонатных породах, развивающихся за счет флогопитоносных метасоматитов, содержание кварца увеличивается. В диоксид-скаполитовых породах наблюдались прожилки, на 90% состоящие из кварца.

В кварц-кальцитовых мраморах и связанных с ними известковых скарнах процессы рассматриваемой стадии проявлены по-иному. Здесь не наблюдается каких-либо ориентированных прожилков кварц-карбонатного состава, но широко развиты окварцевание различных пород и разложение известковых силикатов (в первую очередь волластонита и гроссуляра) на кварц и кальцит.

Породы шестой стадии характеризуются проявлением цеолитизации главным образом в магматических породах и метасоматитах повышенной щелочности. На лазуритовых месторождениях цеолиты развиваются преимущественно по фельдшпатоидам (нефелину, минералам групп содалита и канкринита) и почти всегда в незначительных количествах присутствуют в породах, содержащих эти минералы. Изредка цеолиты с кальцитом слагают узкие (до 1—2 см) прожилки в диоксид-лазуриновых породах и лазуритовых кальцифирах.

Диагностика цеолитов на лазуритовых месторождениях затруднена близостью оптических характеристик большинства минералов этого семейства с характеристиками фельдшпатоидов исходных пород. Кроме того, учитывая специфичность исходного субстрата, здесь следует ожидать появление редких, а возможно, и новых цеолитов и цеолитоподобных минералов. Все это требует специальных исследований, пока же относительно уверенно были диагностированы лишь два минерала — анальцим и гидронефелин. Анальцим образует каймы вокруг кристаллов лазурита или (вместе с кальцитом) мелкую россыпь внутри этих кристаллов. Изотопный, N 1,487, иногда слабо аномален ($\Delta \simeq 0,001$). Гидронефелин развивается по нефелину и лазуриту, образуя игольчатые и спутанно-волокнистые агрегаты, часто окрашен гидроксидами в бурые тона. Оптически одноосный положительный: $N_e = 1,493$; $N_o = 1,484$; $N_e - N_o = 0,009$, гидронефелин легко можно спутать с афганитом, от которого он отличается более низкими показателями преломления. Минерал, описанный Н. В. Воскобойниковой [1938] на Слюдянском лазуритовом месторождении как цеолит ($N_e = 1,523-1,526$, двупреломление $0,005-0,007$), вероятно, является афганитом, так же как и «гейландит» Б. Я. Хоревой [1955] на Ляджвардинском месторождении. Цеолиты неоднократно отмечались в породах Слюдянских и Памирских флогопитовых месторождений, кроме того, минералы этого семейства обнаружены в щелочных метасоматитах «Белой выемки» [Левицкий, 1978] и на Слюдянском волластонитовом месторождении [Вишняков и др., 1977]. Все это свидетельствует о региональном проявлении цеолитовой минерализации в породах Южного Прибайкалья и Юго-Западного Памира.

Породы седьмой стадии. Поздняя кальцитизация характерна и устанавливается практически в любых апокарбонатных метасоматитах рассматриваемых районов. Проявление этой наиболее низкотемпературной стадии специфично и для пород лазуритовых месторождений, где обуславливается появлением самородной серы, что особенно ярко выражено в месторождениях Прибайкалья. Выделяются два типа серосодержащих пород: кальцитовые породы с тонкодисперсной серой и кальцитовые прожилки с кристаллами самородной серы. Первые встречены лишь на отдельных участках Мало-Быстринского месторождения. Кальцитовые породы с тонкодисперсной серой плотные грязно-желтого цвета, слагают тела пластообразной, линзовидной и неправильной формы, частично возникают за счет перекристаллизации ранних аподолмитовых метасоматитов и могут содержать реликты различных минералов, в том числе и лазурита. При этом нередко сохраняется и текстура исходных пород.

Кальцитовые прожилки с кристаллической самородной серой встречены на всех лазуритовых месторождениях, но лишь на Мало-Быстринском распространены относительно широко. Прожилки ветвистой формы, переменной мощности, иногда с раздувами (до 3 см), местами выклинивающиеся, сложены белым мелко-

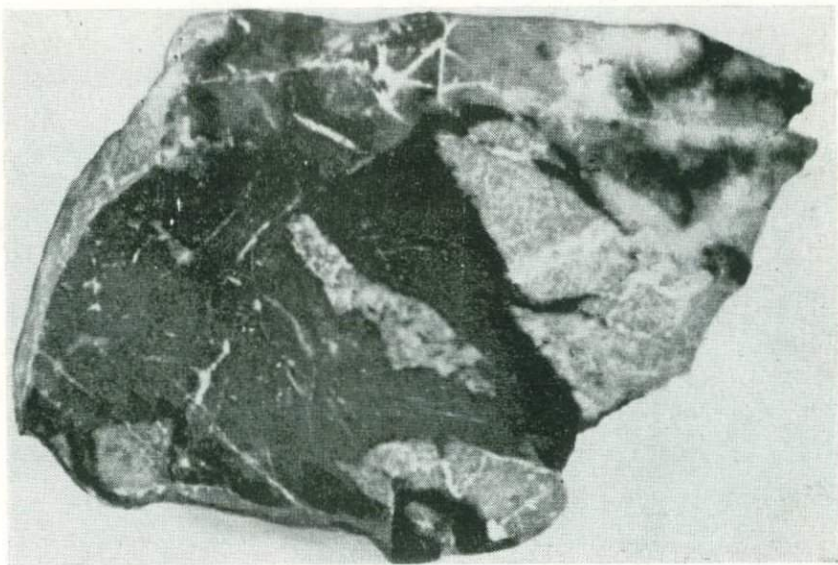


Фото 1. Инъекции анортозитов (светлое) в пироксеновых скарнах. Видны реликты скарнов в анортозитах.

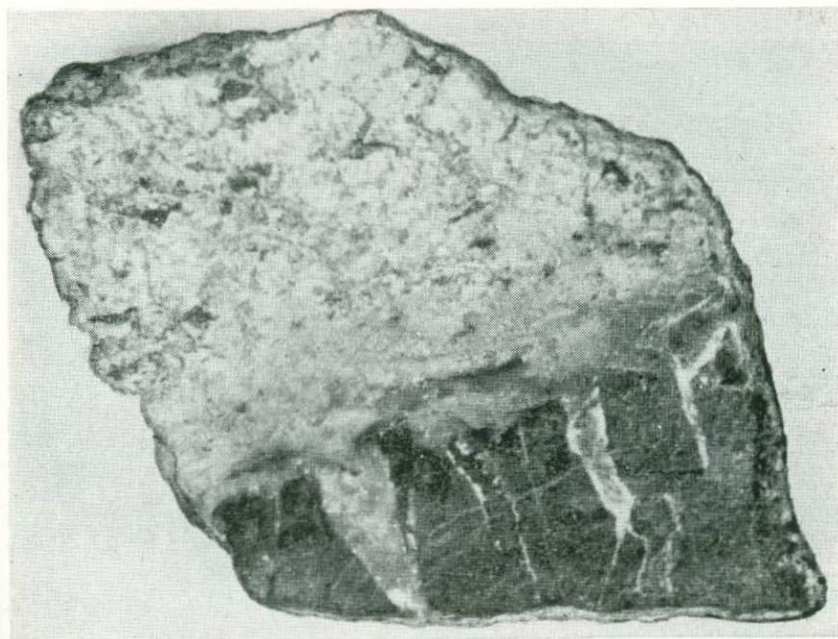


Фото 2. Инъекции нефелиновых сиенитов (темно-серое) в пироксеновых скарнах.

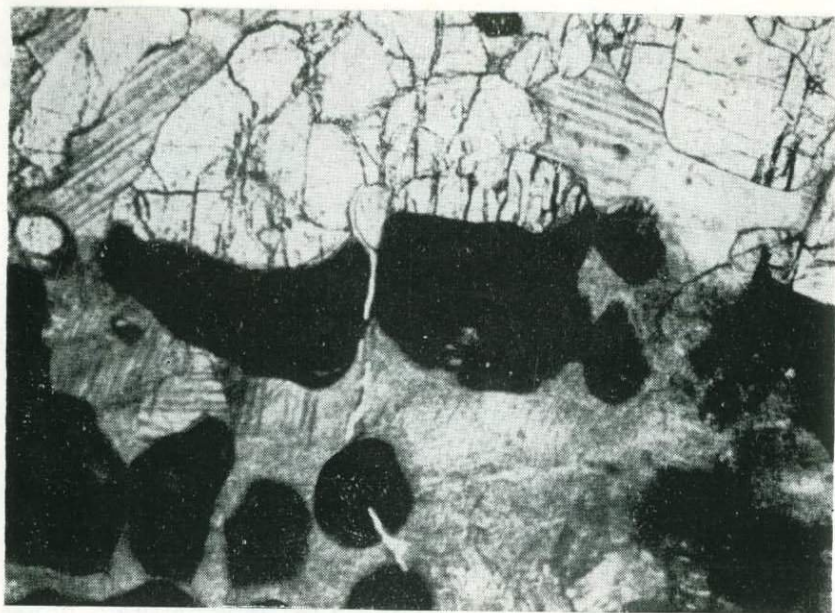


Фото 3. Характер контакта кварц-карбонатного прожилка (темное) с форстеритовым кальцифиром. Шлиф. Увел. $\times 20$, николи П.

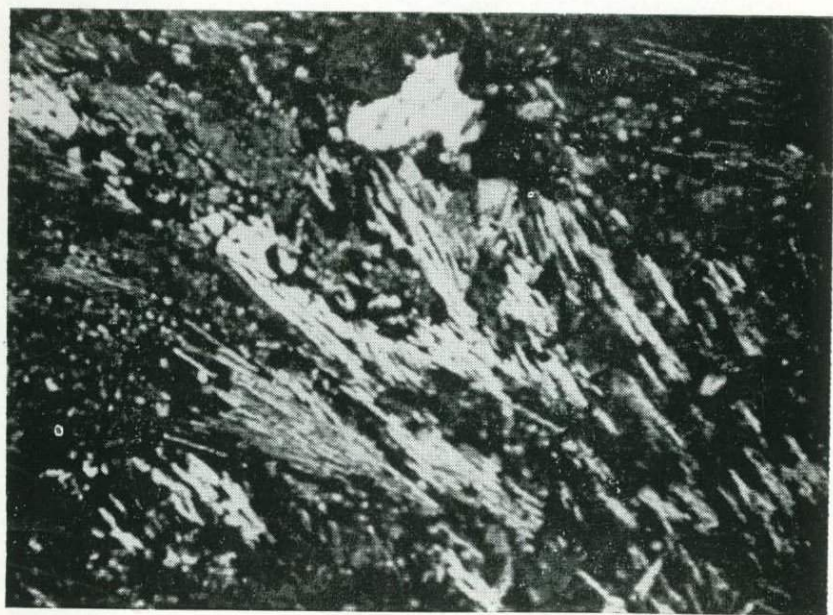


Фото 4. Сноповидные агрегаты флогопита во флогопит-лазуритовой породе. Шлиф. Увел. $\times 45$, николи Х.

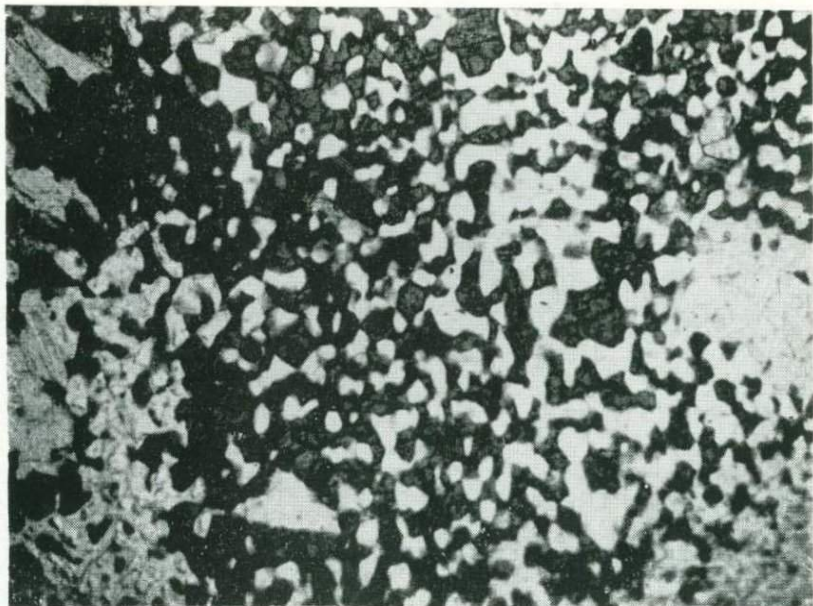


Фото 5. Структурный облик лазурит-полевошпатовых пород. Шлиф. Увел. $\times 60$, николи II.

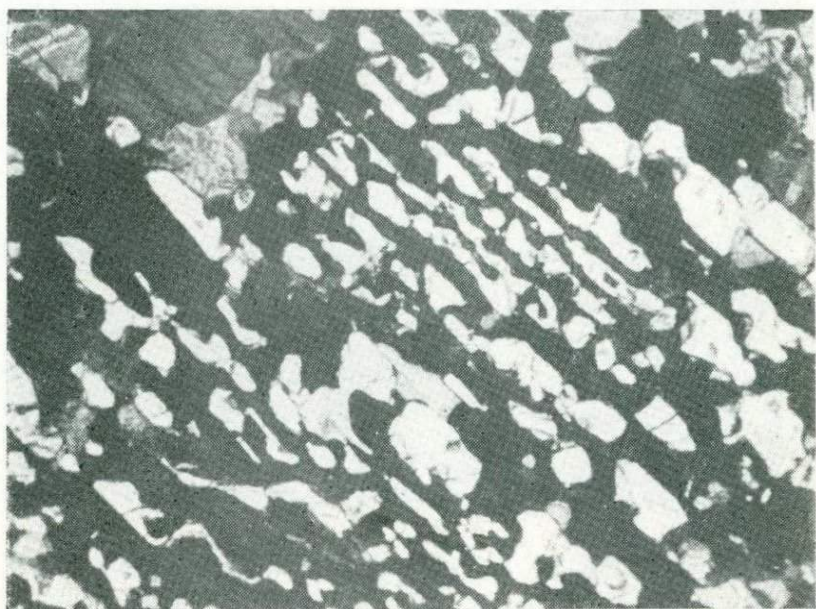


Фото 6. Структурный облик лазурит-сканолитовых пород. Шлиф. Увел. $\times 60$, николи X.

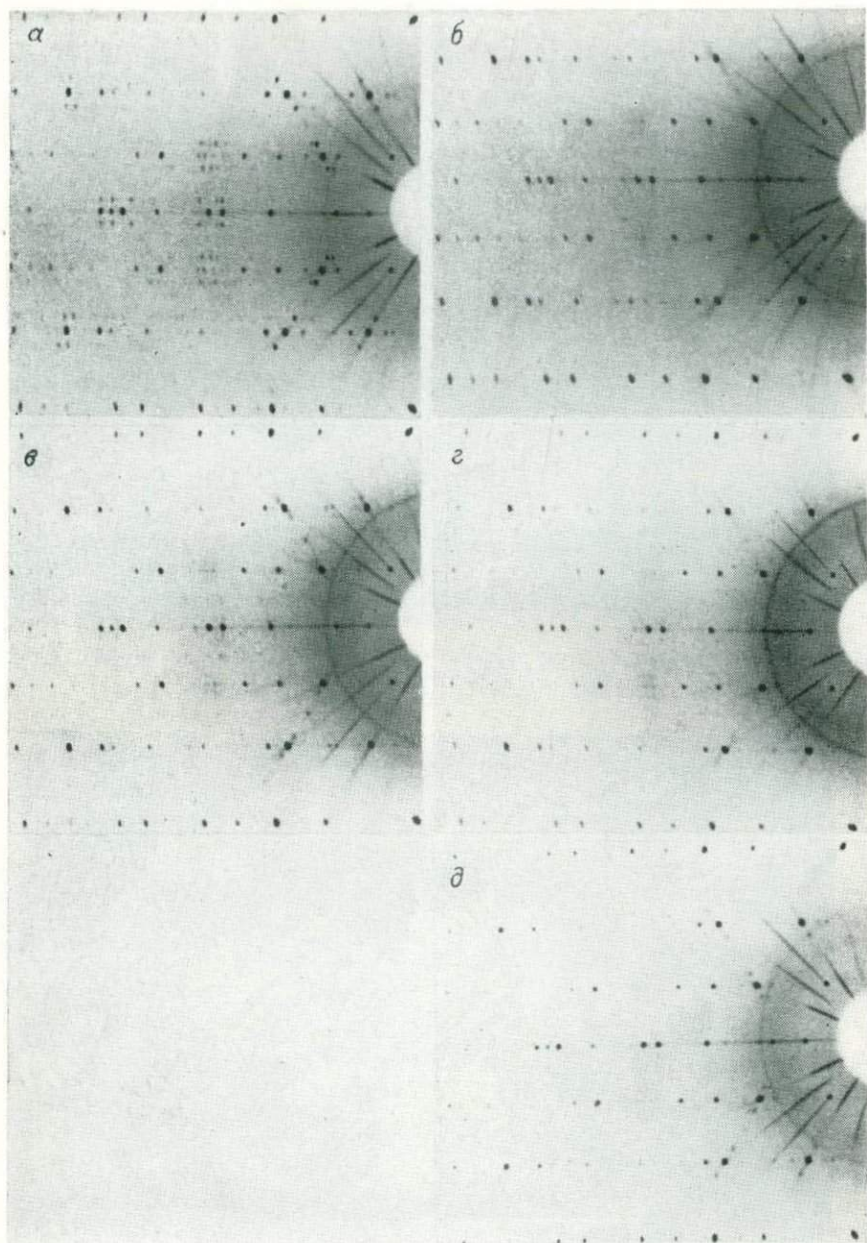


Фото 7. Рентгенограммы вращения кубического лазурита вокруг [100].
 a — исходный кристалл, b — прокаленный при 650, c — 800, γ — 950, δ —
1100°C (камера РКВ-86, Си-излучение).

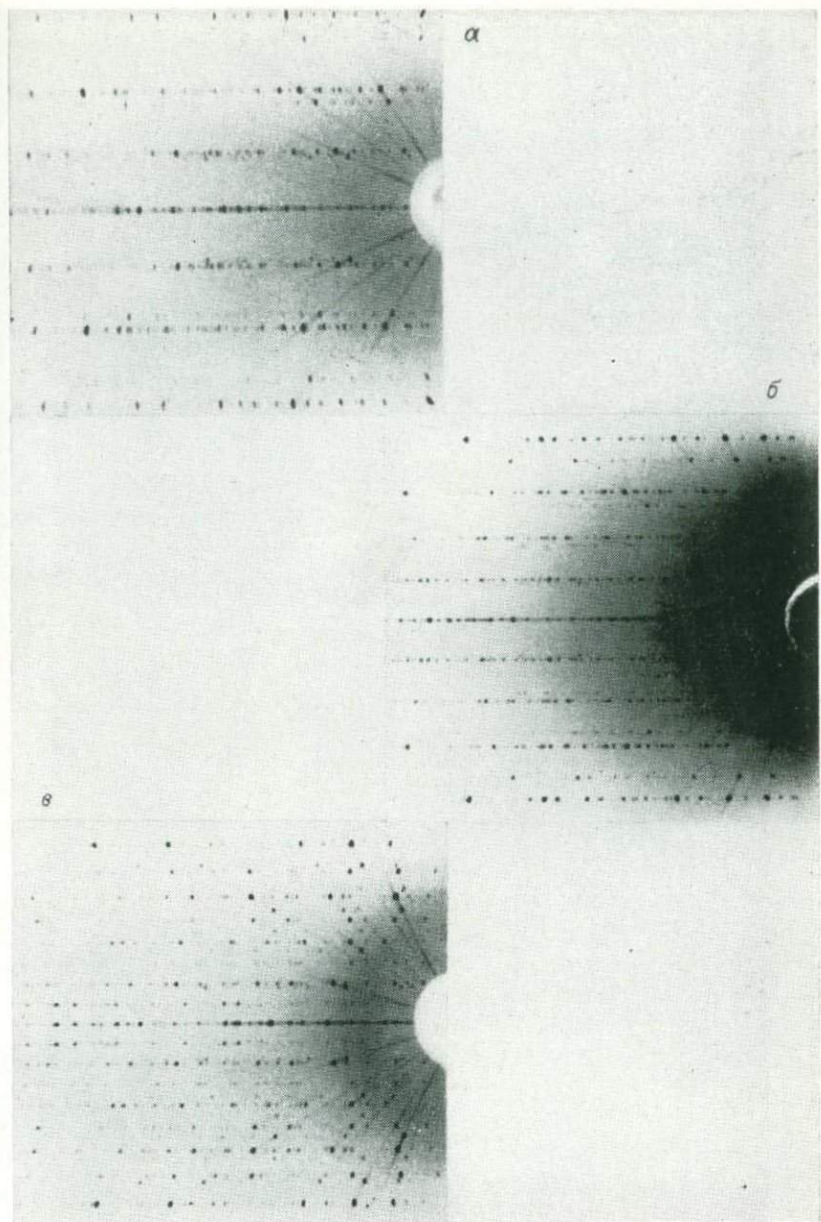


Фото 8. Рентгенограммы вращения триклинного лазурита вокруг направлений.

а — [100], б — [010], в — [001] (камера РКВ-86, Си-излучение).

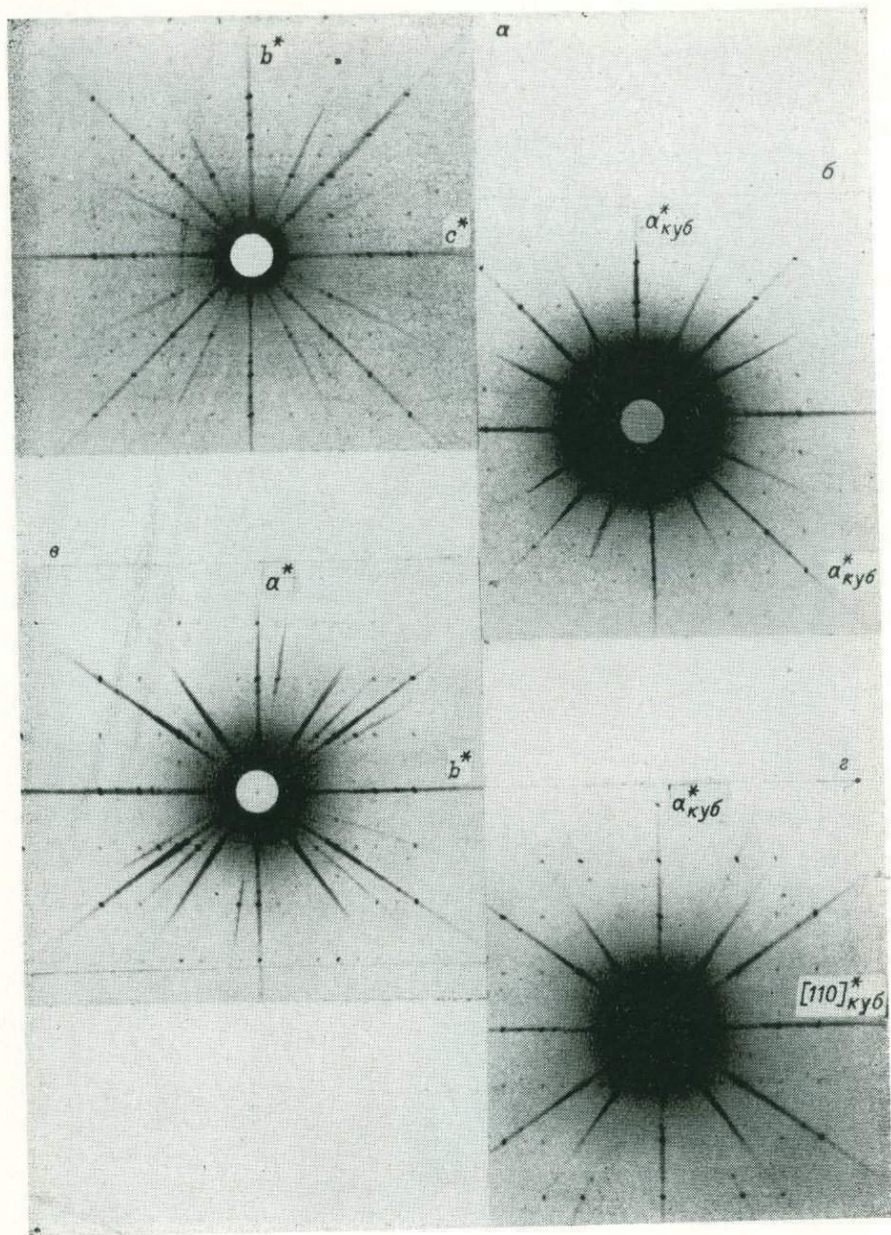


Фото 9. Кфорограммы триклинного лазурита и продукта его прокаливания. а — развертка ohl исходного кристалла, б — прокаленного, в — развертка hko исходного кристалла, г — прокаленного (Mo-излучение).

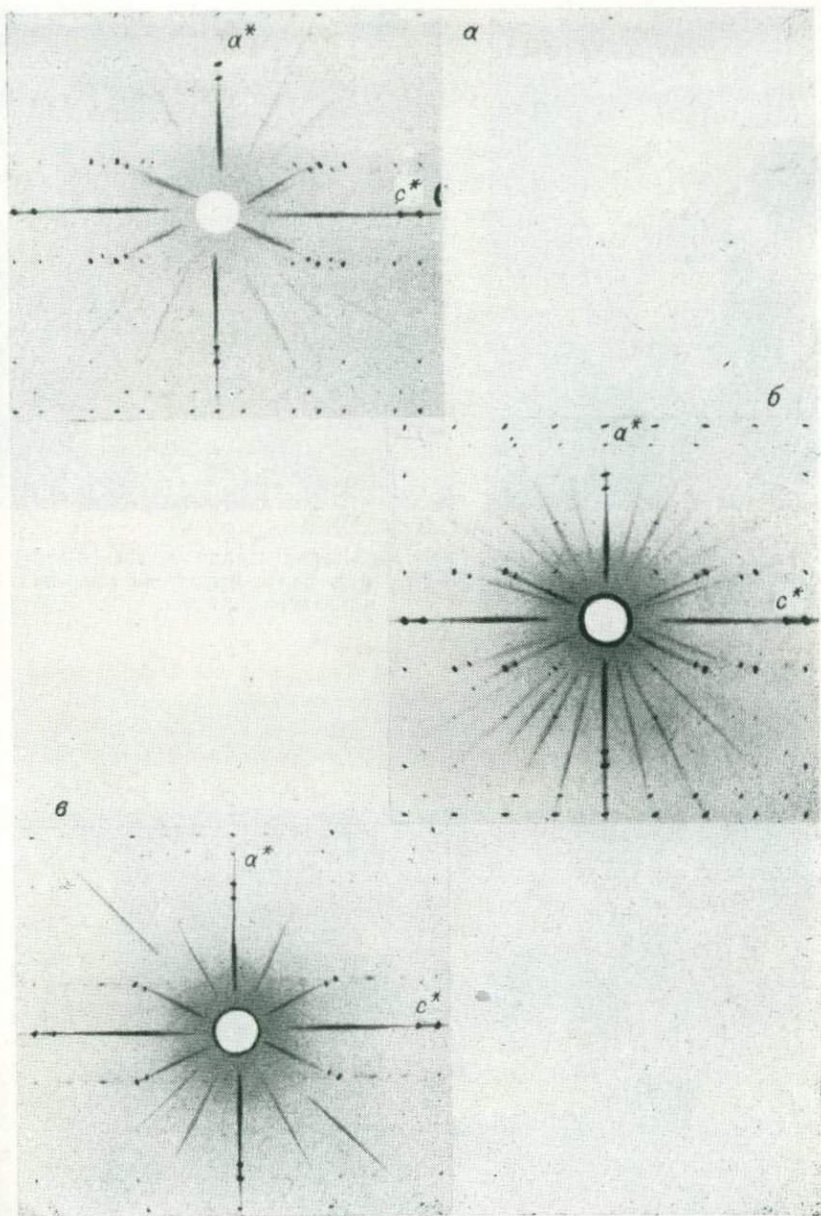


Фото 10. Кфорограмма $h0l$ (Cu-излучение) афганита — (а), быстрига — (б), тункита (в).



Фото 11. Каймы и полные псевдоморфозы лазурита по форстериту. Шлиф. Увел. $\times 20$, николи X.

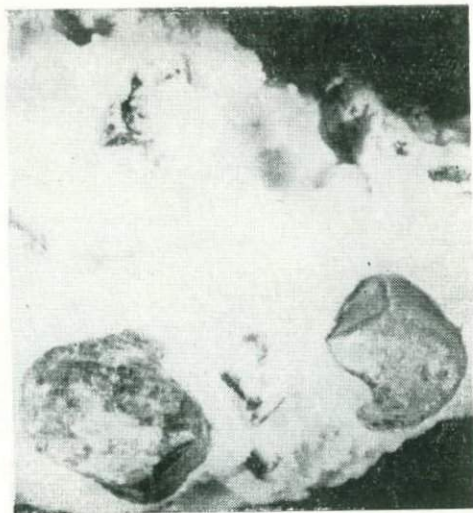


Фото 12. Перекристаллизованный лазуритовый кальцифир с крупными кристаллами лазурита. Увел. $\times 2$.

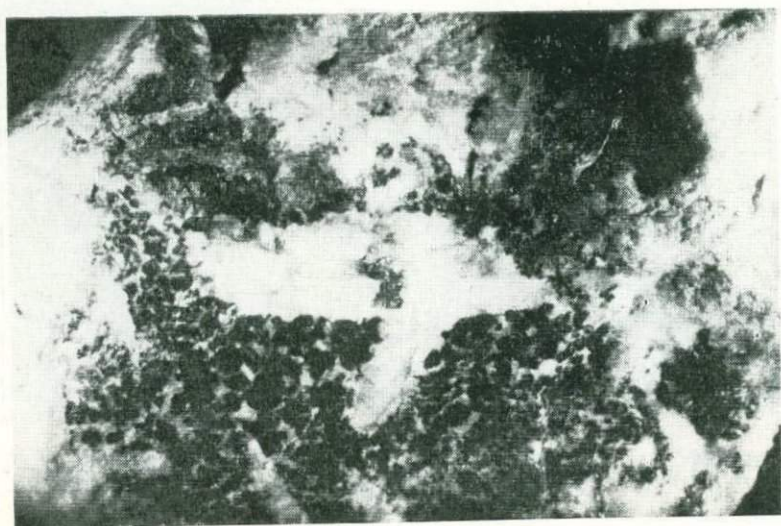


Фото 13. Кристаллы афганита (светлый «крест» в центре) в лазуритовом кальцифире. Нат. вел.

зернистым кальцитом с небольшим (не более 3%) количеством самородной серы. Последняя представлена либо мелкими (1—2 мм) изометричными кристаллами внутри зерен кальцита, либо сравнительно крупными (до 2—3 см) выделениями, заполняющими пустотки между зернами этого минерала. Рентгеновское изучение самородной серы Мало-Быстринского месторождения показало, что это обычная ромбическая сера со следующими параметрами элементарной ячейки: $a = 10,45$; $b = 12,84$; $c = 24,46$ Å.

Таким образом, в течение постмагматического этапа происходит образование серии пород и минеральных ассоциаций, которые относятся к различным стадиям единого процесса минералообразования. При изучении лазуритовых месторождений основное внимание было уделено породам и минералам, возникающим в стадию лазуритообразования, а также специфике процессов, приводящих к появлению лазурита. Их детальная характеристика приводится ниже.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СТАДИИ ЛАЗУРИТООБРАЗОВАНИЯ

Лазуритоносные метасоматиты

Лазуритоносные метасоматиты формируются главным образом в ходе второй стадии постмагматического этапа. Большая часть лазуритсодержащих пород детально описана Д. С. Коржинским [1947] и Б. Я. Хоровой [1955], поэтому ниже рассматриваются не известные ранее парагенезисы и те особенности строения пород, которые важны для понимания процессов лазуритообразования.

Диопсид-лазуритовые породы. Это наиболее распространенные лазуритсодержащие породы, являющиеся основным объектом добычи ювелирно-поделочного сырья. Несмотря на простоту состава (диопсид + лазурит ± кальцит, апатит, пирит), они образуются при замещении совершенно различных (как в вещественном, так и в генетическом смысле) образований. При этом все основные петрографические особенности этих пород зависят от состава и структуры исходной породы.

Диопсид-лазуритовые породы — плотные мелкозернистые массивные, обычно образуют каймы от бледно-голубого до темно-синего цвета вокруг тел алюмосиликатных пород, нередко замещая их полностью. Часто отмечаются реликты исходных пород, а в отдельных случаях их так много, что порода имеет брекчиевидный облик. По количественному соотношению ведущих минералов диопсид-лазуритовые породы можно разделить на две группы: породы с преобладающим диопсидом и породы с преобладающим лазуритом. Первые формируются главным образом за счет кремнекислых пород (гранитов, сиенитов, сланцев) и в силу их распро-

странности на месторождениях СССР типичны. Более редки случаи развития диопсид-лазуритовых пород по шпинель-пироксеновым скарнам в силу ограниченной распространенности последних. В Прибайкальских месторождениях практически не развита лазуритизация пироксеновых скарнов из-за их низкой глиноземистости. Вместе с тем на Ляджвардаринском месторождении отмечаются пироксены с повышенным содержанием фассаитового минала (см. табл. 8, обр. 8), которые обычно приурочены к контактам с магматическими породами, и при лазуритизации часть диопсид-лазуритовой зоны формируется за их счет. По-видимому, некоторая часть описанных Б. Я. Хоревой [1955] «жилоподобных образований лазуритсодержащих пород» — просто лазуритизированные тела жильных скарнов магматического этапа.

Структуры диопсид-лазуритовых пород с преобладающим диопсидом большей частью реакционные, отличающиеся крайней неоднородностью. У контакта с замещаемой породой обычно отмечаются тончайшие волокнистые или сноповидные прорастания диопсида и лазурита диабластовой структуры, ориентированные перпендикулярно фронту замещения. По мере удаления от контакта с исходными породами зернистость породы увеличивается, диабластовая структура сменяется пойкилитовой или зубчатой. Текстуры пород в основном неоднородные, такситовые. Выделяются структурные такситы, характеризующиеся изменением структуры в разных участках породы, и конституционные, связанные с неоднородным распределением ведущих минералов. Например, в диопсид-лазуритовых породах, образованных за счет гранитов, часто отмечаются светлые пятна скоплений диопсида, снижающие декоративные достоинства камня. Эти скопления обычно связаны с диопсидизацией темноцветных минералов гранитов. При замещении шпинель-пироксеновых скарнов лазурит развивается в виде кайм по контакту зерен шпинели и пироксена, наследуя, таким образом, такситовый характер пород. Апосланцевые диопсид-лазуритовые породы часто наследуют полосчатую структуру.

Породы с преобладающим лазуритом развиваются за счет более глиноземистых пород (щелочных и нефелиновых сиенитов, анортозитов, главколитовых метасоматитов) и встречаются реже, являясь тем не менее источником наиболее высоких сортов лазурита. Наряду с диабластовыми структурами в этом типе пород гораздо чаще отмечаются зернистые, пойкилобластовые и мозаичные структуры, характеризующиеся большей степенью однородности. Текстуры пород также более однородны.

Минералогическое описание лазурита дано в отдельной главе; здесь и далее приводится краткая характеристика только сосуществующих с ним минералов.

Диопсид присутствует в диопсид-лазуритовых породах в виде микрозернистых сростаний с лазуритом. В субмикроскопически тонких стебельчатых и волокнистых прорастаниях его легко можно спутать с флогопитом, образующим сходные агрегаты. Отно-

Химические составы диопсидов и флогопитов второй стадии минералообразования

Компонент	ЛК—6	Ту—1—IX	Ту—4/2	Тл—1—III	378	C—6—IV	C—6—III	Ту—7/6
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,62	55,66	54,93	54,05	40,20	41,05	41,20	38,86
TiO ₂	0,20	0,28	0,23	0,05	0,39	0,70	0,85	0,40
Al ₂ O ₃	2,09	2,48	2,94	3,13	14,14	15,02	16,01	18,42
Fe ₂ O ₃	0,02	0,21	0,21	0,88	0,44	0,42	2,01	0,51
FeO	1,08	1,08	1,26	0,36	0,32	1,34	0,36	0,18
MnO	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03
MgO	18,14	18,65	16,93	17,74	27,91	26,23	24,94	25,17
CaO	23,26	21,49	22,14	23,26	0,59	0,31	0,05	0,43
Na ₂ O	0,10	0,31	0,66	0,35	0,24	0,30	0,27	0,74
K ₂ O	0,08	0,14	0,10	0,06	9,05	9,63	10,05	8,79
P ₂ O ₅	0,04	0,18	0,03	0,04	—	0,03	0,04	0,04
П. п. п.	0,60	0,64	0,14	0,36	6,20	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	0,78	0,58	3,07	5,54
F	—	—	—	—	0,06	2,85	2,85	0,93
Сумма	100,27	100,14	99,61	100,30	100,30	100,38	100,53	99,76
f	3	4	5	4	1	4	4	1
al	3	3	4	4	17	18	19	22

Примечание. Обр. 1—4 — диопсид из диопсид-лазуритовой породы (1) Мало-Быстринского, из лазуритового кальцифира (2, 3) Тулгуйского, диопсидового кальцифира (4) Талинского месторождений; обр. 5 — 8 — флогопит из флогопит-лазуритовой (5), диопсид-флогопитовой (6, 7) пород Слюдянского, из флогопитового кальцифира (8) Тулгуйского месторождений.

Суммы даны с учетом поправки $0 = F$; в анализе 8, кроме того, 0,04 Li₂O и 0,07 Rb₂O.

сительно крупные кристаллы диопсида (до 1 мм) редки. Макроскопически белый, в шлифах бесцветен. По сравнению с сосуществующим лазуритом диопсид всегда более идиоморфен. Химический анализ приведен в табл. 15.

Кальцит обычно присутствует в виде мельчайшей сыпи, распределенной крайне неравномерно. В отдельных случаях количество его может достигать 20 % объема породы. Пирит наблюдается в диопсид-лазуритовых породах либо в виде мелких (менее 1 мм) кристаллов, либо в виде более крупных (неправильной формы) агрегатов. Его количество находится в прямой зависимости от железистости исходной породы. В апсланцевых диопсид-лазуритовых метасоматитах встречается до 10 % пирита, а в тех же породах, возникающих за счет низкожелезистых магматических пород, он отмечается лишь в качестве примеси. Апатит — характерный минерал диопсид-лазуритовых пород, генезис его неоднозначен, поэтому в породе может присутствовать несколько

генераций минерала. Он может заимствоваться из исходных алюмосиликатных пород (особенно при замещении нефелиновых сиенитов), кристаллизоваться сингенетично лазуриту, обычно в виде хорошо оформленных кристаллов, однако основная масса апатита связана с флогопитизацией диопсид-лазуритовых пород в следующую, третью стадию минералообразования. В последнем случае апатит концентрируется главным образом в серебристо-белой «рубашке», окружающей лазуритоносные будины.

Химический состав диопсид-лазуритовых пород (см. табл. 14) варьирует в широких пределах, отражая главным образом изменчивость соотношения ведущих минералов. Содержание MgO определяется количеством диопсида в породе, а повышенные содержания натрия и глинозема указывают на значительные количества лазурита. Анализ в табл. 14 размещены в порядке возрастания отношения Al/Si . Четыре последних анализа (23—26) отвечают наиболее высокосортным образцам лазуритосодержащих пород. Характерна низкая железистость основной массы диопсид-лазуритовых пород Прибайкалья (суммарное содержание двух- и трехвалентного железа обычно менее 1,5%), и лишь в апосланцевых метасоматитах устанавливаются более высокие содержания суммарного железа (5,57%; см. табл. 14, ан. 14), фиксирующегося преимущественно в пирите. При сопоставлении конкретных разрезов выявляется четкая зависимость химического состава диопсид-лазуритовых пород от состава субстрата, по которому они развиваются. Основным критерий, определяющий эту зависимость, — соотношение кремния и алюминия в исходной породе, которое сохраняется и в образующихся метасоматитах, сдвигаясь в сторону обогащения глиноземом. При этом, чем выше Al/Si в исходной породе, тем больше лазурита в лазуритосодержащем метасоматите. Эта тенденция прослеживается при формировании всех лазуритоносных метасоматитов. Следует отметить, что когда соотношение Al/Si в субстрате близко к 1 : 1, то образуются не мономинеральные лазуритовые породы, а метасоматиты, где вместе с лазуритом образуется другой алюмосиликат.

Флогопит-лазуритовые породы. Этот относительно редкий тип пород образуется при лазуритизации анортозитов основного состава и сходных с ними главколитовых метасоматитов, в связи с чем отмечался главным образом на Слюдянском лазуритовом месторождении. Первичные флогопит-лазуритовые породы кроме флогопита и лазурита содержат кальцит (до 10%), примеси пирита и апатита. Лазурит в породе преобладает, в результате чего остальные минералы как бы рассеяны в основной лазуритовой массе. Структура лепидогранобластовая с резким идиоморфизмом флогопита, образующего сноповидные, параллельно-шестоватые агрегаты (см. прил., фото 4). Анализ флогопита приводится в табл. 15. Кальцит равномерно рассеян в породе. Химический состав флогопит-лазуритовых пород (табл. 16) характеризует их как наиболее глиноземистые породы лазуритовых месторождений с высоким Al/Si (0,8).

Таблица 16

Химические анализы лазуритовых кальцифиров и других лазурит- и афганитсодержащих пород

Компонент	Ту-1-IX	Л-VII	ЛК-65/10	П-1/7	Ту-8-III	Ту-8-II	Ту-8-IV
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	8,74	18,24	15,11	15,00	4,32	6,52	14,04
TiO ₂	Сл.	0,11	0,02	Сл.	0,07	0,03	0,15
Al ₂ O ₃	2,53	2,52	10,52	4,10	1,08	2,07	3,15
Fe ₂ O ₃	1,14*	0,76	0,36	0,29*	0,58	0,38	0,67
FeO	—	0,17	0,13	—	0,61	0,04	1,51
MnO	0,04	0,03	0,01	0,03	0,06	0,06	0,08
MgO	3,43	6,75	1,97	4,60	6,10	8,34	13,56
CaO	46,27	41,65	35,79	41,60	46,15	43,35	34,82
Na ₂ O	0,84	1,00	4,58	2,25	0,43	1,08	1,59
K ₂ O	0,18	0,25	0,42	0,32	0,03	0,04	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,08	He обн.	0,29	0,09	0,05	0,11
П. п. п.	0,16	27,50	1,96	0,51	—	1,21	—
S	—	—	0,25	0,09	—	—	—
SO ₃	1,65**	1,25**	2,97	1,44	1,22**	0,77**	2,57**
CO ₂	35,31	—	25,91	29,48	39,40	35,73	28,79
F	—	—	0,02	0,07	—	—	—
Сумма	100,30	100,31	99,89	100,00	100,14	99,67	101,12

Продолжение табл. 16

Компонент	Ту-6-I	Ту-5-II	С-8-III	ЛШ-38/4	П-1/35	С-7-III
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	14,92	16,07	22,09	21,52	46,16	36,07
TiO ₂	0,18	0,28	0,03	0,04	0,10	0,08
Al ₂ O ₃	3,69	4,61	17,60	16,20	20,40	25,61
Fe ₂ O ₃	2,03	1,34	0,95	0,36	0,84	0,20*
FeO	1,33	1,15	0,07	0,22	0,31	—
MnO	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	5,50	13,77	1,59	2,07	0,90	8,30
CaO	39,26	32,39	23,83	25,03	8,40	8,29
Na ₂ O	1,86	2,24	10,81	9,03	5,76	3,76
K ₂ O	0,14	0,08	0,91	0,40	9,81	4,09
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,24	0,06	0,28	0,44
П. п. п.	—	—	—	—	0,69	8,14
S	—	—	—	1,19	—	—
SO ₃	4,70**	4,07**	8,14**	5,88	2,50**	1,98**
CO ₂	28,47	25,41	15,59	18,30	5,28	3,08
F	—	—	—	0,04	0,20	0,40
Сумма	102,22	101,56	101,89	99,74	101,57	100,20

Компонент	C—15—II	379 с	Ту—1/35	ЛК—31/14	ЛК—31/12	Ту—1/1
	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	37,57	35,15	32,97	43,05	41,95	26,73
TiO ₂	0,04	Сл.	Не обн.	0,04	0,04	0,10
Al ₂ O ₃	19,67	22,90	26,54	12,17	10,34	16,29
Fe ₂ O ₃	0,19	0,54	0,35	0,45	1,19	1,49
FeO	0,10	Не обн.	0,49	0,76	0,36	0,27
MnO	Не обн.	»	Не обн.	0,01	0,01	0,01
MgO	10,08	9,69	1,26	10,03	10,28	7,16
CaO	9,25	5,63	11,29	19,84	21,66	22,71
Na ₂ O	9,03	8,88	8,70	3,52	3,13	5,48
K ₂ O	3,01	5,54	2,11	0,48	0,45	0,93
P ₂ O ₅	0,16	—	Не обн.	0,90	1,20	0,02
П. п. п.	1,54	3,36	6,62	4,36	4,86	2,78
S	0,64	0,24	0,09	0,41	0,34	0,06
SO ₃	6,00	7,64	6,43	2,54	2,18	3,15
CO ₂	2,30	—	2,10	1,55	2,64	12,10
F	0,66	—	0,03	0,03	0,08	0,29
Сумма	99,96	99,57	100,18	100,32	99,59	100,16

Примечание. Обр. 13 — данные Д. С. Коржинского [1947], остальные — данные авторов. Обр. 1—9 — лазуритовые кальцифилы: контактовые (1—4), внеконтактовые (5—9); обр. 10—18 — породы: кальцит-лазуритовые (10,11), кальцит-лазурит-кальцишатовые (12), флогопит-лазуритовые (13—15), флогопит-афганитовые (16), диопсид-афганитовые (17, 18); 19 — афганитовый кальцифир. Обр. 1,5—9, 16, 19 — Тултуйского, 2, 3, 11, 17, 18 — Мало-Быстринского, 10, 13—15 — Слюдянского, 4, 12 — Лядквардинского месторождений.

Здесь двойной звездочкой отмечена общая сера, представленная в виде SO₂. Сумма дана с учетом 0 = F, Cl, S; завышение суммы связано с присутствием сульфидной серы; в обр. 14—17 кроме указанных компонентов содержится Cl (вес. %): 14—1,63; 15—0,52; 16—0,47; 17—0,95.

Лазурит-полевошпатовые породы отмечаются на всех лазуритовых месторождениях, но развиты локально, слагая узкие (первые миллиметры) зоны или отдельные участки замещения пород преимущественно сиенитового и менее кремнекислого состава. Лазурит-полевошпатовые породы представлены лазурит-плагиоклазовыми, лазурит-ортоклазовыми и лазурит-санидиновыми породами.

Лазурит-плагиоклазовые породы формируются при замещении анортозитов и анхимоминеральных главколитовых пород главным образом основного состава. Замещение происходит по схеме: Пл(Ск)_{основной} = Лаз + Пл_{кислый}.

Парагенный с лазуритом плагиоклаз обычно более кислый, чем исходный плагиоклаз или скаполит. Д. С. Коржинский [1947] наблюдал замещение скаполита (80 % Me) лазуритом и плагиоклазом 40 N и разложение битовнита на лазурит и плагиоклаз 30 N, что, вероятно, является примером предельной основности плагио-

клаза, сосуществующего с лазуритом. Чаще этот плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Структура лазурит-плагиоклазовых пород обычно пойкилитовая, участками симплектитовая, когда в лазуритовой массе относительно равномерно распределены тонкие графические вроски кислого плагиоклаза, иногда обособляющиеся зерна. Кроме главных минералов и отдельных реликтов основного плагиоклаза или скаполита отмечаются кальцит, апатит и пирит.

Лазурит-плагиоклазовые породы возникают и при лазуритизации двухполевошпатовых пород сиенитового и лейкомонцитового состава, когда калиевый полевой шпат замещается лазуритом, а плагиоклаз исходной породы устойчив. Аналогично формируются отдельные участки, сложенные лазурит-плагиоклазовыми породами, при лазуритизации нефелина в обогащенных плагиоклазом нефелиновых сиенитах. В таких случаях наследуется и структура исходных пород.

Для лазурит-ортоклазовых и лазурит-санидиновых пород характерно присутствие сингенетичного лазуриту калиевого полевого шпата ряда ортоклаз — санидин. Они развиваются в основном за счет субщелочных и нефелиновых сиенитов, а также за счет других магматических пород, существенно микроклинизированных или нефелинизированных в первую стадию. Замещение сопровождается резким изменением структурного облика пород: гранобластовые структуры сменяются пойкилитовыми и симплектитовыми и, наоборот, вместо симплектитовых структур, характерных для субщелочных и нефелиновых сиенитов, возникают гранобластовые, мозаичные (см. прил., фото 5). Лазурит-ортоклазовые породы обычно мелкозернистые, несколько бледнее ассоциирующихся с ними других лазуритсодержащих пород, поскольку ортоклаз может преобладать над лазуритом.

Ортоклаз гомогенный, водяно-прозрачный, пертитовые вроски в нем отмечаются редко, лишь в ряде образцов рентгеновским анализом выявляется до 20% альбитовой фазы. Главная особенность — чисто моноклинный характер шпата ($\Delta\rho = 0$), причем по степени моноклинной упорядоченности наблюдается постепенный переход от ортоклаза ($\Delta z = 0,40$) до санидина ($\Delta z = 0,18$). «Санидиновидный ортоклаз» впервые наблюдался и детально описан Д. С. Коржинским [1947] в десилицированных и диопсидизированных гранит-пегматитах Мало-Быстринского месторождения. В аналогичной ассоциации санидин обнаружен и в Ляджвардаринском лазуритовом месторождении [Афонина и др., 1976], появление его в породе непосредственно связано с лазуритообразованием. Как показано выше, в неизмененных исходных породах наблюдаются калишпаты ряда ортоклаз — микроклин и лишь на фронте лазуритизации возникают шпаты ряда ортоклаз — санидин, причем наименее упорядоченные санидины отмечены в лазуритсодержащих породах.

Полные и частные химические анализы шпатов ряда ортоклаз — санидин (табл. 17) отражают низкую натровость, что ранее подчеркнуто Д. С. Коржинским [1947].

Содержание щелочей и кальция в полевых шпатах магматических пород

№ п/п	№ проб	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Количество пертитового плагиоклаза, %
1	Л-42/7	10,54	2,55	0,45	15
2	Л-42/9	11,59	2,17	—	5
3	ЛК-55/2	9,50	3,79	0,41	20
4	Ту-5/2	6,95	5,13	0,14	50
5	ЛК-65/8	8,45	5,38	—	50
6	С-7/1	9,09	3,95	—	20
7	Л-53/1	9,05	4,29	—	30
8	С-7/5	10,09	3,92	—	5
9	Л-64-II	11,60	4,40	—	30
10	С-1/4	10,00	3,38	—	20
11	ЛШ-48/3	10,07	3,12	—	15
12	ЛК-37/22	10,77	2,04	0,34	5
13	ЛК-33/15	13,19	0,54	—	0
14	С-7/16	10,96	2,82	—	0
15	ЛК-33/9	14,20	0,54	0,61	0
16	—	15,30	0,52	—	0

Примечание. Обр. 1—10 — полевые шпаты магматических пород. Микроклины из сиенитов (1,2); пироксенового гранита (3); субщелочного гранита (5,9); промежуточный микроклин из биотитового гранита (6); ортоклазы из гранита (10); обр. 11, 12 — микроклины из микроклинизированных гранитов (первая стадия); обр. 13—16 — полевые шпаты из пород сиенитового состава (вторая стадия); 13, 16 — санидин и «санидиновый ортоклаз» [Коржинский, 1947], 14, 15 — ортоклазы.

Лазурит-скаполитовые породы. Скаполит-типоморфный минерал лазуритовых месторождений либо кристаллизуется раньше лазурита (главколитовые образования первой стадии), либо является его фаціальным аналогом (диоксид-скаполитовые породы флогопитоносных метасоматитов). Породы, в которых эти минералы парагенны, весьма редки, ибо даже при замещении лазуритом главколитовых пород возникают не лазурит-скаполитовые, а лазурит-плагиоклазовые породы.

Лазурит-скаполитовые породы образуют узкие каймы или отдельные небольшие участки на фронте лазуритизации пород сиенитового и нефелин-сиенитового состава, замещают тонкие апофизы этих пород в пироксеновых скарнах магматического этапа. Лазурит развивается по нефелину и калишпату, а скаполит сопряженно — по кислому плагиоклазу. Замещение сопровождается перекристаллизацией и изменением структурного облика породы. Характерны пойкилитовые, зубчатые и диабластовые структуры (см. прил., фото 6). Зернистость породы иногда неоднородна: с обособлениями относительно крупных (до 2—3 мм) зерен скаполита или лазурита.

Скаполит — белый, бесцветный, розоватый, легко выявляется в ультрафиолете, где люминесцирует желтым и оранжево-желтым цветом (все остальные генерации скаполита, в том числе и главколит, не люминесцируют). Синлазуритовый скаполит всегда кислый, судя по двупреломлению ($N_o - N_e = 0,11 - 0,16$), содержит не более 30—35 Me. Химический анализ скаполита, содержащего 23 % Me (см. табл. 20, 21), интересен своей анионной частью: несмотря на сосуществование с лазуритом, минерал содержит всего 0,03 молекулы сульфата, но обогащен хлором и водой.

Лазурит-форстеритовые породы — редки на лазуритовых месторождениях СССР ввиду редкости форстеритовых и шпинель-форстеритовых скарнов, по которым они развиваются. Гораздо чаще отмечаются реакционные взаимоотношения между этими минералами, отчетливо проявленные при лазуритизации форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров. Лазурит развивается в шпинель-форстеритовых скарнах по контакту зерен форстерита и шпинели, так что шпинель отделена от форстерита зоной лазурита. При интенсивном замещении образуются биминеральные лазурит-форстеритовые породы, петрографическое описание которых приводит Д. С. Коржинский [1947, с. 30—32].

Лазуритовые кальцифиры характерны для лазуритовых месторождений СССР, хотя масштабы их проявления неодинаковы для различных лазуритоносных районов и месторождений. На Памире лазуритовые кальцифиры развиты слабо, а часто вообще отсутствуют, значительно шире они распространены в Прибайкалье, но и здесь роль их в строении отдельных месторождений и участков неоднозначна. Примером может служить Тултуйское месторождение, где на участке «Старый» к рассматриваемым породам приурочена основная масса лазурита, тогда как на участке «Новый» их мало.

По условиям залегания выделяются контактовые лазуритовые кальцифиры, слагающие зоны вокруг тел алюмосиликатных пород в процессе биметасоматоза, и внеконтактные кальцифиры, образующие линзовидные, пластовые и более сложной формы тела, отходящие (порой на десятки метров) от непосредственного контакта с алюмосиликатными породами и связанные главным образом с проявлением инфильтрационного метасоматоза.

Контактные лазуритовые кальцифиры — апокарбонатные образования, за исключением тех редких случаев, когда эти породы слагают осевые части лазуритовых прожилков внутри тел алюмосиликатных пород. В зависимости от состава замещаемых карбонатных пород выделяются лазуритовые кальцифиры, развивающиеся по доломитам и кальцифирам магматического этапа. Мощность зон контактовых кальцифиров и соотношение слагающих их минералов вследствие их биметасоматического характера определяются также составом алюмосиликатных пород, контактирующих с карбонатными. Наибольшую мощность зона лазуритовых кальцифиров имеет в случае контакта доломитов с грани-

тами (порой значительно превышая мощность зоны апогранитных диопсид-лазуритовых пород). Диопсид здесь обычно преобладает над лазуритом. Несколько уступают им по мощности кальцифиры, возникающие в контакте с породами сиенитового состава и породами, близкими к последним по соотношению кремния и алюминия. Количество лазурита в лазуритовых кальцифирах этого типа повышается, причем в контакте со щелочными сиенитами образуются кальцифиры, в которых лазурит может преобладать над диопсидом. Минимально зона лазуритовых кальцифиров проявлена на контакте с нефелиновыми сиенитами, анортозитами и главколитовыми породами; если эти породы представлены наиболее высокоглиноземистыми разновидностями, зона вообще может отсутствовать.

Неоднозначно влияют на мощность и состав лазуритовых кальцифиров кальцифиры магматического этапа. С одной стороны, последние, в той или иной мере обогащенные кремнием и алюминием, затрудняют диффузию этих компонентов из алюмосиликатных пород. При этом мощность зоны лазуритовых кальцифиров уменьшается, причем для нее характерна прерывистость, неоднородность строения. С другой стороны, относительно слабо скарнированные мраморы сами могут являться субстратом для лазуритовых кальцифиров, примером чего служит участок «Старый» Тултуйского месторождения. Скарны магматического этапа в контакте с лазуритизируемыми магматическими породами полностью исключают возможность диффузии кремния и алюминия в сторону доломитового мрамора, что типично для Слюдянского и Ляджвардаринского месторождений.

Наблюдалось разделение зоны лазуритовых кальцифиров на две подзоны: тыловую (кальцит-лазуритовую) и внешнюю (кальцит-диопсидовую). Возможно, это связано с неоднородностью состава исходных пород (см. табл. 16).

Аподоломитовые лазуритовые кальцифиры — крупнозернистые, массивные породы, состоящие главным образом из кальцита, диопсида и лазурита, вариации в содержании которых рассмотрены выше (см. табл. 16).

Обычно в наиболее крупных (до 10 см и более) выделениях кристаллизуется кальцит, в который вкраплены (почти всегда в виде хорошо оформленных кристаллов) остальные минералы. Кальцит — белый, серый, желтоватый, с обильными газово-жидкими включениями, издает резкий запах сероводорода. Диопсид — белый, сероватый или бесцветный, образует немного вытянутые и иногда уплощенные по призме кристаллы до 2—3 см (обычно первые миллиметры). Некоторые разновидности минерала интенсивно люминесцируют в голубых тонах. Химические анализы (см. табл. 15) показывают, что диопсиды содержат повышенное количество глинозема (до 3 вес. %), который находится в шестерной координации. Двухвалентное железо более чем в пять раз преобладает над трехвалентным, но при этом диопсид содержит только до 4% геденбергитового минерала.

Внеконтактные лазуритовые кальцифиры формируются за счет доломитов и скарнированных мраморов, содержащих существенные количества реликтового доломита. Рассматриваемые кальцифиры четко приурочены к тектонически ослабленным зонам, трещинам, совпадающим с плоскостями напластования в скарнированных мраморах; они часто слагают межбудинные пространства, являясь своеобразными проводниками между лазуритоносными телами. Мощность этих тел на Мало-Быстринском месторождении в отдельных местах достигает 7 м, однако в таких раздувах почти всегда присутствуют будины алюмосиликатных пород, и их трудно отделить от контактовых образований.

Наиболее ярко внеконтактный тип метасоматитов проявлен на участке «Старый» Тултуйского месторождения, откуда взята основная масса проанализированных проб (см. табл. 16). Здесь ряд мощных (до 5 м) тектонических зон пересекает тела скарнов магматического этапа с различной степенью скарнирования. При этом заметно скарнированные мраморы подвергаются катаклазу и будинажу в среде слабо скарнированных мраморов, в которых возникают своеобразные будины кальцифиров, а также остроугольные обломки силикатных минералов и их скоплений (размером в первые сантиметры), замещающиеся лазуритом. Образуются породы массивной (реже полосчатой) текстуры, обусловленной реликтовой полосчатостью в распределении минералов исходной породы. Структуры пойкилитовые, реакционные, зернистые.

Внеконтактные лазуритовые кальцифиры, как и контактные метасоматиты, развивающиеся по кальцифирам магматического этапа, — полиминеральные породы, содержащие порой до десяти минеральных видов (реликтовых, сингенетичных, вторичных), распределенных в породе крайне неравномерно. Ведущим минералом является кальцит, слагающий до 90 % объема породы. Доломит — реликтовый минерал, интенсивно замещающийся синлазуритовыми кальцитом и диопсидом. Форстерит — реликтовый минерал, часто наблюдается его замещение с образованием кайм, полных псевдоморфоз и диопсида по форстериту (см. прил., фото 11). В то же время нередко случаи совместного нахождения форстерита и лазурита в кальцифирах без каких-либо реакционных взаимоотношений. Такие породы, очевидно, генетически близки к лазурит-форстеритовым скарнам. Содержание форстерита в породе во многом определяется его количеством в исходных кальцифирах, однако какая-либо корреляция в соотношении форстерита и лазурита в образующихся метасоматитах отсутствует. Химические анализы внеконтактных лазуритовых кальцифиров (см. табл. 16) показывают наличие положительной корреляции между SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O — компонентами лазурита. Какого-либо существенного привноса кремнезема при лазуритообразовании не фиксируется, поскольку его содержания соответствуют содержаниям SiO_2 в исходных кальцифирах магматического этапа.

Пироксен в лазуритовых кальцифирах представлен диопсидом, количественно преобладающим над лазуритом. Синлазуритовый диопсид в породе присутствует в виде хорошо оформленных кристаллов, окрашенных в кальцит, или в тесном сростании с лазуритом замещает ранние силикатные минералы. Кроме того, часто присутствует и более ранний диопсид из разбужденных скарнов и кальцифиров магматического этапа. Он представлен неравномерно распределенными в породе агрегатами со следами катаклаза. Шпинель в лазуритовых кальцифирах — редчайший, всегда реликтовый минерал. Она исчезает даже при слабом проявлении лазуритизации и отсутствует в ореоле лазуритизированных пород. К числу реликтовых минералов относятся также полевые шпаты и скаполит, мелкие обломки и агрегаты которых замещаются диопсид-лазуристыми сростаниями. Изредка в виде хорошо образованных бесцветных и розоватых кристаллов встречается и синлазуритовый кислый скаполит, близкий к скаполиту лазурит-скаполитовых пород. В одном случае во внеконтактовых лазуритовых кальцифирах Тултуйского месторождения отмечен нефелин, более ранний по отношению к лазуриту. К числу наиболее распространенных вторичных минералов относится флогопит, к которому на Тултуйском месторождении присоединяется водяно-прозрачный паргасит (кокшаровит). Эти минералы замещают лазурит, форстерит, диопсид, однако на фронте замещения на отдельных участках могут формироваться кальцифиры с равновесными флогопитом, лазуритом и паргаситом. Эти породы относятся к третьей стадии минералообразования. Из второстепенных минералов лазуритовых кальцифиров следует отметить пирит и апатит, постоянно присутствующие в породе, встречается пирротин.

Перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы. Лазуритоносные метасоматиты обычно окружены ореолом перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов, мощность которых может в несколько раз превышать суммарную мощность всех остальных метасоматических зон. Зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов связана постепенными переходами с лазуритоносными породами и вмещающими доломитовыми мраморами. При переходе от лазуритовых кальцифиров к перекристаллизованным мраморам сначала исчезает лазурит, затем диопсид и остается один от крупно- до гигантозернистого (обычно серого цвета) кальцит. Такой переход осуществляется на небольшом расстоянии (менее 10 см). Кальцитизация доломитового мрамора происходит фронтально, но с максимальным использованием зон повышенной трещиноватости и слоистости, межгранулярных промежутков, отдельности и спайных трещин. Состав образующихся пород крайне неоднороден, останцы слабоизмененных доломитовых мраморов могут находиться в относительной близости от лазуритоносных зон, в то время как кальцитизация прослеживается на расстоянии до трех и более метров от последних. Ввиду того что направление тектонически ослаблен-

ных зон большей частью совпадает с напластованием вмещающих пород, обычны случаи полосчатого распределения новообразованного кальцита и реликтового доломита. Такие промежуточные доломит-кальцитовые мраморы могут ошибочно приниматься за вмещающие породы.

Перекристаллизации и кальцитизации могут подвергаться и слабо скарнированные доломитовые мраморы. Здесь замещению подвергается прежде всего доломит. Форстерит до определенного предела устойчив, а при сильном развитии процесса замещается диопсидом.

В петрохимическом плане значение зоны перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов впервые выявлено Д. С. Коржинским [1947] при рассмотрении баланса вещества при метасоматозе, хотя специально породы им не рассматривались. Это зона выноса магния, необходимого для формирования магнезиальных метасоматитов по алюмосиликатным породам, практически лишенным данного элемента, что подтверждается химическими анализами перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов (табл. 18). Породы, образованные при замещении доломитовых мраморов (ан. 1—3, 6) и развитые по их скарнированным в магматический этап разновидностям (ан. 4, 5, 7), по содержанию абсолютного большинства элементов неотличимы от исходных. Различие выражается лишь в уменьшении в новообразованных породах содержания магния и увеличении количества извести при соответствующем изменении содержания CO_2 . Чистые, т. е. не имеющие реликтовых минералов, образцы перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов представлены анализами 1, 4 (см. табл. 18). Остальные образцы характеризуют различную степень изменения исходных пород в этом процессе. Следует обратить внимание на анализ типичного образца серых полосчатых мраморов Мало-Быстринского месторождения, обычно принимаемых за вмещающие породы (см. табл. 18, ан. 3).

Зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов наиболее развита в тех контактах, где алюмосиликатные породы замещаются наиболее магнезиальными парагенезисами с большим количеством диопсида и флогопита, если же в апосиликатной части колонки широко развиты лазурит-полевошпатовые и лазурит-скаполитовые породы, то эта зона выражена слабо или полностью отсутствует. Так, на участке «Старый» Мало-Быстринского месторождения основная масса будин представлена гранитами, замещающимися диопсид-лазуриновыми породами. Здесь зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов по мощности обычно перекрывает расстояние между отдельными будинами, поэтому лазуритоносные тела сплошь располагаются среди этих пород. На отдельных участках Слюдянского месторождения лазуритизации подвергаются жилы и будины глауколитовых пород с относительно широким развитием зоны лазурит-плагноклазового состава; мощность зоны перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов в этих разрезах не более 5—

Химический состав перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов и пород сиенитового состава

Компонент	Л-II	IV Л	ЛК-47-I	C-6-V	C-6-XI	II-2/I	100 г	C-7/8
	1	2	3	4	5	6		
SiO ₂	2,54	5,00	1,98	9,44	8,59	3,78	5,99	22,43
TiO ₂	He обн.	He обн.	0,03	0,06	0,04	He обн.	—	0,03
Al ₂ O ₃	»	0,45	0,96	0,65	0,18	1,60	—	1,38
Fe ₂ O ₃	0,30	0,35	0,19*	0,25	0,22*	0,43	0,1	0,22*
FeO	0,05	0,20	—	0,29	—	0,27	0,94	—
MnO	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,08	—	0,02
MgO	2,80	12,40	10,68	7,62	16,72	12,50	8,24	7,41
CaO	52,10	42,00	42,90	44,82	38,28	40,81	46,99	42,09
Na ₂ O	0,06	0,06	0,03	0,11	0,02	0,08	—	0,22
K ₂ O	0,17	0,07	0,02	0,39	0,02	He обн.	—	0,31
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,08	0,22	0,04	»	—	0,25
П. п. п.	42,10	39,21	1,13	0,27	—	0,13	0,02	0,18
CO ₂	—	—	41,75	35,30	35,36	39,85	37,68	25,26
S _{общ}	0,08	0,47	0,03	0,04	0,04	0,04	—	0,04
Сумма	100,24	100,28	99,79	99,54	99,52	99,57	99,96	99,84

Окончание табл. 18

Компонент	C-8-IV	II-1/4	II-1/34	100	ЛК/2	ЛК-33/7	674	Л-ХIIa
	9	10	11	12	13	14		
SiO ₂	31,34	63,02	59,22	60,00	60,20	56,70	55,26	52,25
TiO ₂	0,07	He обн.	0,06	Сл.	0,19	0,06	He обн.	0,63
Al ₂ O ₃	1,11	12,30	14,40	14,20	15,95	14,80	12,44	14,04
Fe ₂ O ₃	0,34*	1,60	0,96	0,7	0,91	0,30	0,48	4,40
FeO	—	1,17	0,76	0,46	0,98	0,54	0,43	2,60
MnO	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,13
MgO	12,41	3,85	2,10	3,83	2,03	1,85	3,77	6,10
CaO	34,21	6,68	6,40	6,09	4,23	8,49	12,04	7,56
Na ₂ O	0,35	2,95	1,14	1,8	2,45	0,40	0,68	3,78
K ₂ O	0,45	6,54	12,04	9,7	9,80	12,12	9,29	4,44
P ₂ O ₅	0,03	0,13	0,29	0,41	0,11	0,27	0,65	0,04
П. п. п.	0,26	0,38	0,54	1,77	0,72	1,00	0,57	2,86
CO ₂	18,78	1,32	1,76	0,35	1,98	3,74	4,84	—
S _{общ}	0,04	0,04	0,08	0,15	0,45	0,03	—	0,71
Сумма	99,42	100,01	99,80	99,52	99,90	100,32	100,48	99,54

Примечание. Обр. 7,12 — данные Б. Я. Хоревой [1955]; обр. 15 — данные Д. С. Коржинского [1947]; остальные — данные авторов. Обр. 1-7 — перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы и кальцифилы; обр. 8, 9 — диопсидовые кальцифилы; обр. 10-15 — породы сиенитового состава; обр. 16 — диопсидизированный биотитовый гнейс. Обр. 1-16 — Мало-Быстринского (1-3, 13-16), Слюдянского (4, 5, 8, 9), Ляджвардаринского (6, 7, 10-12) месторождений.

10 см, причем максимальная мощность достигается лишь в межбужинных промежутках, а в направлении вкрест простирания лазуритовых тел эта зона может даже отсутствовать.

При наложении лазуритизации на скарнированные мраморы с реликтовым доломитом зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов пространственно совмещена с зоной лазуритовых кальцифиров; особые случаи возникают при наложении лазуритизации на зональные тела магматического этапа, если в контакте с гранитоидами сохранились зоны магнезиальных скарнов. Диопсидовые скарны, очевидно, являются экраном, который препятствует диффузии магния из мраморов в сторону алюмосиликатной породы. Даже маломощные зоны этих скарнов резко уменьшают мощность перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов, часто последние вообще не возникают. Высокомагнезиальные шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые скарны при замещении лазуритом сами являются источником избыточного магния, который диффундирует в прилегающие гранитоиды. В этих случаях зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов может отсутствовать, вместо последних образуются лазуритизированные магнезиальные скарны.

При широком развитии высокомагнезиальных скарнов в контакте с гранитоидами (например, на Ляджвардаринском месторождении) избыточного магния достаточно для замещения гранитоидов диопсид-лазуритовыми породами. Соответственно зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов выражена слабо, а порой вообще отсутствует.

Породы сиенитового состава. Под этим названием рассматриваются метасоматиты, образующиеся на контакте лазуритоносных метасоматитов с вмещающими силикатными породами*. Пространственно и генетически формирование пород сиенитового состава тесно сопряжено с лазуритообразованием и отчетливо проявлено на фронте этого процесса. В наибольшей мере «сиенитизации» подвергаются гранитоиды и мигматизированные гнейсы.

Выделяются два крайних типа изменения вмещающих пород на контактах с лазуритоносными метасоматитами, связанные между собой взаимными переходами: формирование полевошпатовых метасоматитов и диопсид-полевошпатовых пород. Мощность зон сиенитового состава максимальна в контактах с гранитами (до 0,3—0,5 м), в контактах с нефелинсодержащими породами, анортозитами и отчасти сиенитами рассматриваемые метасоматиты не проявлены. Кроме состава вмещающих пород на мощность «ореола сиенитизации» существенное влияние оказывают форма контакта и, очевидно, кинетические факторы. На это косвенно указывает отсутствие какой-либо корреляции по мощности между породами сиенитового состава и лазуритсодержащими метасоматитами.

* Некоторые разновидности этих метасоматитов описаны Д. С. Коржинским [1947] и Б. Я. Хоревой [1955] как десилицированные и диопсидизированные гранит-пегматиты.

Мощная (10 см и более) зона диопсид-лазуритовых пород может быть отделена от исходных гранитов зоной сиенитового состава всего в несколько миллиметров. И наоборот, тонкая зона диопсид-лазуритовых пород может окружать будину гранитов, почти нацело замещенную породой сиенитового состава. Наблюдения показывают, что наибольшую мощность породы сиенитового состава, при равных условиях, имеют при замещении округлых будин гранитоидов среди карбонатных пород, а наименьшую — при развитии лазуритизации по просечкам и трещинам внутри тел гранитов. Кстати, часто именно на изогнутых контактах количество диопсида в породах сиенитового состава невелико, в то время как характерно образование диопсид-полевошпатовых пород («диопсидизация») по трещинам и прожилкам в гранитах (плоский контакт).

Полевошпатовые породы — плотные, массивные, белые до темно-серых, от мелко- до крупнозернистых (со значительными вариациями даже в одном разрезе). Структуры зернистые, пойкилитовые, «порфиновые», когда крупные «порфиробласты» полевого шпата как бы сцементированы кальцитом, пиритом и диопсидом. Главными минералами породы являются полевые шпаты (70—95%). Постоянно присутствуют кальцит, пирит, апатит, в незначительных количествах (до 5—7%) — диопсид, который может и отсутствовать, если исключить разновидности, переходные к диопсид-полевошпатовым породам.

Контакты рассматриваемых метасоматитов с исходными породами всегда постепенные, ввиду чего в них отмечаются реликтовые минералы; полевошпатовые метасоматиты могут постепенно переходить и в лазурит-скаполитовые породы. Если указанные породы развиваются за счет гранитов, то лазурит во внутренних зонах полевошпатовых пород появляется при полном отсутствии реликтов кварца. Контакт полевошпатовых пород с диопсид-лазуритовыми всегда резкий и четкий, но может быть очень неровным, с развитием отдельных диопсид-лазуритовых сростаний пятнами, внутри полевошпатовой зоны и с реликтами полевых шпатов среди диопсид-лазуритовых пород.

Переход от гранитов к породам сиенитового состава характеризуется постепенным уменьшением содержания кварца, который может замещаться зернистыми агрегатами кальцита, полевого шпата либо просто «растворяться» в полевошпатовой массе, причем оба процесса сопровождаются перекристаллизацией и грануляцией полевых шпатов, появлением кальцита, пирита, апатита. При перекристаллизации плагиоклаз гранитов становится более кислым, в ортоклазе уменьшается количество альбитовой составляющей (обычно до 10% альбита). Сильные изменения часто претерпевает самый распространенный полевой шпат гранитов — микроклин-пертит, который разлагается на самостоятельные зерна альбита и гомогенного серого калишпата ряда ортоклаз — санидин. Соотношение калишпата и плагиоклаза в рассматриваемых породах меняется от внешних зон к внутренним, причем часто от-

мечаются тенденции к мономинеральности и внутренние зоны полевошпатовых пород могут быть представлены ортоклазитом (санидинитом) или альбититом. Причины такого стремления к мономинеральности окончательно не выяснены, видимо, не в последнюю очередь это зависит от типа исходного гранита; в частности, весьма обогащены альбитом породы сиенитового состава, возникшие при лазуритизации наиболее натрового из субщелочных гранитов (карьер Тултуйского месторождения). По направлению к внутренним зонам изменяется также степень упорядоченности калиевых полевых шпатов. Наиболее разупорядоченные санидины отмечаются вблизи от лазуритсодержащих пород или в лазурит-полевошпатовых породах.

Сходные изменения в составе полевых шпатов наблюдаются, если исходными породами являются магматические сиениты, но здесь этот процесс выражен слабее и может не проявляться. Микроклиныты, возникшие в первую стадию минералообразования, нефелиновые сиениты, анортозиты, главколитовые породы при данном типе замещения устойчивы и могут непосредственно замещаться лазуритсодержащими породами.

В диопсид-полевошпатовых породах помимо полевого шпата и диопсида (содержание которого может достигать 30% объема породы) отмечаются кальцит, апатит и пирит. По текстурно-структурным особенностям и положению в метасоматической колонке диопсид-полевошпатовые породы практически не отличаются от полевошпатовых, хотя распространены диопсид-полевошпатовые породы более широко и по прожилкам, трещинам могут проникать глубоко внутрь тел гранитоидов, что часто затушевывает их контактовый характер.

При развитии диопсид-полевошпатовых пород по гранитам кварц замещается диопсидом, кальцит-диопсидовыми агрегатами или агрегатами диопсида с полевыми шпатами (альбитом или ортоклазом). Такое замещение вызывает частичное растворение и полную перекристаллизацию полевошпатовой части породы с появлением альбита, калиевых полевых шпатов ряда ортоклаз — санидин по той же схеме, что и в случае полевошпатовых пород. Распределение диопсида часто неоднородно. Он может образовывать скопления вокруг зерен пироксена магматических пород (часто здесь же скапливается пирит). При развитии по трещинам часто возникают зональные прожилки диопсид-полевошпатовых метасоматитов с формированием диопсидовой осевой части (мощностью до 1—2 см) и полевошпатовых зальбандов, практически лишенных диопсида. Аналогичному замещению подвергаются кварцсодержащие сиениты. Магматические породы эндоконтактных фаций гранитоидов не подвергаются замещению диопсид-полевошпатовыми породами и могут замещаться метасоматитами с лазуритом. Какой-либо промежуточной зоны между этими породами не установлено, однако все магматические породы, включая анортозиты и нефелиновые сиениты, на фронте лазуритизации в минимальном объеме подвергаются изменениям, которые, очевид-

но, следует относить к диопсидизации. Темноцветные минералы магматических пород неустойчивы и замещаются диопсидом или диопсид-пирит-кальцитовыми агрегатами до появления в породе лазурита. В первую очередь это относится к биотиту. В ореоле такого замещения породы перекристаллизуются с развитием диопсид-полевошпатовых или диопсид-нефелиновых участков. Особенно ярко это проявлено при замещении биотитовых гнейсов и сланцев.

Химический состав пород сиенитового состава приведен в табл. 18.

Афганитовые метасоматиты

Как уже отмечалось, в большинстве лазуритсодержащих пород афганит встречается спорадически, замещая лазурит. Даже в тех случаях, когда он преобладает над лазуритом, наблюдается полное соответствие текстурно-структурных особенностей пород. Поэтому отдельного описания требуют лишь первичные афганитовые метасоматиты, из которых на лазуритовых месторождениях отмечены диопсид-афганитовые, флогопит-афганитовые породы и афганитовые кальцифиры.

Диопсид-афганитовые породы — плотные белые, голубовато-зеленые, обычно среднезернистые, при большом содержании афганита имеют жирный блеск («саловидные»). Они являются фациальным аналогом диопсид-лазуритовых пород, и в зависимости от состава исходных пород в них может преобладать или диопсид, или афганит. Помимо этих минералов постоянно присутствуют кальцит, апатит, пирит.

Структура рассматриваемых пород диаблостовая, пойкилитовая, ситовидная. Относительно крупные зерна афганита (3—5 мм) содержат множество мельчайших зерен диопсида, ориентированных параллельно или перпендикулярно удлинению зерен афганита. Мелкие зерна диопсида обладают большой степенью идиоморфизма, кроме того, в породе присутствуют и крупные выделения минерала, соразмерные с выделениями афганита и явно ксеноморфные по отношению к нему.

Химический состав диопсид-афганитовых пород (см. табл. 16) не отличается от состава диопсид-лазуритовых метасоматитов. Различия отмечаются лишь в составе лазурита и афганита, в результате чего диопсид-афганитовые породы относительно обогащены известью и хлором, обеднены щелочами.

Флогопит-афганитовые породы генетически близки к флогопит-лазуритовым и возникают за счет высокоглиноземистых. Это плотные однородные мелко- и среднезернистые белые или слегка желтоватые (за счет флогопита) породы с жирным блеском, сложенные преимущественно афганитом (60—90%) и флогопитом. В качестве примесей наблюдались пирит, апатит, кальцит, в некоторых образцах участками отмечен содалит, при развитии которого порода приобретает розоватый оттенок. Структура диаблосто-

вая, лепидобластовая, спутанно-волокнистая. Лейсты флогопита в породе не имеют строгой ориентировки и лишь на контакте с исходной породой вместе с шестоватыми зернами афганита ориентируются перпендикулярно фронту замещения. Химический анализ (наиболее обогащенной афганитом) флогопит-афганитовой породы представлен в табл. 16.

Афганитовые кальцифиры, так же как и лазуритовые, подразделяются на контактовые и внеконтактовые образования. Особенности внеконтактовых афганитовых кальцифиров, широко развитых на Тултуйском месторождении, — присутствие помимо афганита равновесных с ним лазурита и гакманита. Чисто афганитовые кальцифиры встречаются относительно редко, являются переходным типом пород от лазуритовых к гакманитовым кальцифирам и свидетельствуют о повышении концентрации хлора в просачивающемся растворе. Контактные афганитовые кальцифиры — фациальные аналоги контактовых лазуритовых кальцифиров, и на их формировании оказывают влияние те же факторы, что и при лазуритообразовании.

Афганитовые кальцифиры — средне- и крупнозернистые породы, сложенные главным образом кальцитом (до 90% и более), афганитом и диоксидом с примесью пирита и апатита. Количество диоксида и афганита варьирует в зависимости от состава исходной породы, в контакте с которой они развиваются. Афганит встречается в виде изометричных зерен или призматических кристаллов бледно- или зеленовато-голубого цвета, вкрапленных в кальцит. Размеры зерен от 1 до 10 мм и более. Уникальные кристаллы афганита в виде короткостолбчатой гексагональной призмы до 3 см в поперечнике обнаружены в кальцифирах Мало-Быстринского месторождения. Мелкие призматические кристаллы афганита в породе визуально могут быть приняты за апатит. Остальные минералы афганитовых кальцифиров вполне аналогичны таковым в лазуритовых кальцифирах и не требуют отдельного описания. Химический анализ афганитового кальцифира приведен в табл. 16.

Флогопитоносные метасоматиты

Как показано ранее (см. табл. 11), в зональных флогопитоносных метасоматитах лазуритовых месторождений отмечались следующие типы пород: диоксид-скаполитовые, диоксид-флогопитовые, флогопитовые кальцифиры, породы сиенитового состава, перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы и их разновидность — диоксидовые кальцифиры.

Диоксид-скаполитовые породы развиваются за счет алюмосиликатных пород и по положению в метасоматической колонке являются аналогами диоксид-лазуритовых пород. Вместе с тем скаполит, в отличие от лазурита, — минерал переменного состава, и если изменчивость в составе диоксид-лазуритовых пород выражается в различном количественном соотношении ведущих

минералов, то в диопсид-скаполитовых породах важную роль играет еще и изменение состава скаполита.

Диопсид-скаполитовые породы — белые, зеленовато-белые или серовато-зеленые. Образуют зону мощностью до 3—5, редко до 20 см. Сложены главным образом диопсидом и скаполитом с примесью кальцита, апатита, пирита, отмечаются пирротин и сфен; очень часто присутствует вторичный флогопит, развивающийся за счет диопсида и скаполита. Структура диопсид-скаполитовых пород гранобластовая, диабластовая, графическая, симплектитовая. Зернистость очень неравномерная: встречаются микро- и крупнозернистые разновидности. Как и в диопсид-лазуритовых породах, величина зерен обычно увеличивается при удалении от контакта с исходной породой.

Состав диопсид-скаполитовых метасоматитов зависит от состава исходных пород. При замещении гранитов диопсид преобладает над скаполитом. Примерно равные содержания диопсида и скаполита устанавливаются в апосиенитовых диопсид-скаполитовых породах. Скаполит преобладает в метасоматитах, возникших за счет обогащенных плагиоклазом известково-щелочных сиенитов и лейкомонцититов, однако породы, в которых скаполит резко преобладал бы над диопсидом (более 60—70%), не установлены. Анортозиты и главколитовые метасоматиты не замещаются диопсид-скаполитовыми породами, по ним непосредственно развиваются флогопитсодержащие породы.

Скаполит в диопсид-скаполитовых породах широко варьирует по составу от диапира (40% Me) до основного мицдонита (80% Me). Колебания в составе скаполита, видимо, зависят от состава исходной породы — наиболее кислые разновидности обнаружены на контактах с гранитами и не встречались на контактах с породами ряда известково-щелочной сиенит — лейкомонцитит. Однако и при замещении гранитов может возникать довольно основной (60—70% Me) скаполит, в образовании которого важную роль играет строение метасоматической колонки, а именно — степень развития зоны пород сиенитового состава, отделяющей исходный гранит от диопсид-скаполитовых пород. При интенсивном развитии пород сиенитового состава, когда их мощность вполне сопоставима с мощностью диопсид-скаполитовых или даже превосходит ее, основность скаполита в породе возрастает; при минимальном проявлении пород сиенитового состава или при их отсутствии скаполит в диопсид-скаполитовых породах имеет кислый состав. Химические анализы диопсид-скаполитовых пород приведены в табл. 19.

Диопсид-флогопитовые породы слагают наиболее внутреннюю зону апосиликатных метасоматитов, непосредственно контактируя с апокарбонатными образованиями. В некоторых случаях (например, при замещении будин алюмосиликатных пород в доломитовых мраморах) диопсид-флогопитовые породы могут постепенно сменяться аподоломитовыми диопсид-флогопитовыми кальцифирами, что затрудняет проведение границы между апокарбо-

Химический состав флогопитоносных метасоматитов

Компонент	С-6-II	ЛШ-48/8	П-2/2	П-1/33	С-6-III
	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,66	49,61	50,24	43,14	43,80
TiO ₂	0,23	0,08	0,15	0,36	0,58
Al ₂ O ₃	16,00	13,27	10,60	10,80	12,17
Fe ₂ O ₃	0,69	0,79	0,55	1,01	1,05
FeO	0,65	1,08	2,02	3,63	1,22
MnO	0,03	0,05	0,10	0,03	0,03
MgO	7,94	8,47	10,00	22,40	24,20
CaO	18,65	20,47	23,00	5,80	6,03
Na ₂ O	2,33	3,11	1,74	0,91	0,33
K ₂ O	0,24	0,23	0,18	7,76	8,37
P ₂ O ₅	0,10	0,63	0,42	He обн.	0,07
П. п. п.	1,05	0,32	0,48	2,10	0,93
F	—	0,05	0,02	2,10	1,54
CO ₂	0,45	0,35	He обн.	0,88	0,21
S _{общ} **	1,49	1,03	»	0,08	0,03
Сумма	99,51	99,52	99,50	100,06	99,91

Окончание табл. 19

Компонент	С-6/IV	С-7-XVI	П-1/8	С-7-XV	538в	С-6-X
	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,95	38,69	37,90	40,83	38,78	24,02
TiO ₂	0,15	0,04	0,21	0,28	0,07	0,04
Al ₂ O ₃	2,40	2,56	11,40	15,73	16,81	4,61
Fe ₂ O ₃	0,59	0,61*	0,28*	0,13*	0,89	0,35
FeO	0,79	—	—	—	0,44	0,14
MnO	0,05	0,02	0,02	He обн.	Сл.	0,02
MgO	16,99	17,56	22,40	25,40	26,01	25,38
CaO	24,68	25,52	10,80	1,40	1,80	22,15
Na ₂ O	0,28	0,30	0,47	1,17	0,32	0,50
K ₂ O	1,14	1,44	7,10	9,29	8,65	2,41
P ₂ O ₅	0,07	0,08	He обн.	0,09	—	0,03
П. п. п.	0,64	1,11	2,16	2,14	3,77	1,81
F	0,30	0,27	2,70	3,15	0,77	—
CO ₂	5,43	10,95	5,72	0,44	1,08	18,73
S _{общ} **	0,03	0,16	0,03	0,10	—	0,03
Сумма	99,37	99,22	100,04	98,82	100,07	100,22

Примечание. Обр. 10 — данные Д. С. Коржинского [1947]; остальные — данные авторов. Обр. 1—3 — диоксид-скаполитовые породы; обр. 4—7 — диоксид-флогопитовые породы с кальцитом; обр. 8—10 — флогопитовые породы; обр. 11 — форстерит-флогопитовая порода с кальцитом. Обр. 2 — Мало-Быстринского, обр. 3, 4, 8 — Ляджвардаринского, остальные — Слюдянского месторождений.

В анализах 1, 2 двойной звездочкой отмечена общая сера, представленная в виде SO₂, входящей в скаполит, в остальных анализах — в виде сульфидной серы.

Суммы даны с учетом поправок 0 = F, S; в анализе 10, кроме того, 1,00% BaO.

патной и апосиликатной частью породы. Выделяются и апоскарновые диопсид-флогопитовые породы, которые возникают при флогопитизации шпинель-пироксеновых и пироксеновых скарнов. Флогопитизация пироксеновых скарнов на контакте с гранитоидами — явление обычное, хотя ее масштабы незначительны. Наибольшее количество флогопита наблюдается в приконтактных частях пироксеновых скарнов, примыкающих к алюмосиликатной породе. В самих пироксеновых скарнах флогопита немного — от единичной вкрапленности до 10—15%.

Следует особо отметить случаи «незонального» распределения диопсид-флогопитовых пород, образующих пятна среди диопсид-скаполитовых пород или пироксеновых скарнов и обычно сопровождающихся кальцитизацией, укрупнением зерен флогопита и появлением апатита. Такие диопсид-флогопитовые породы налагаются на несколько зон сразу и являются более поздними образованиями, относящимися к третьей стадии минералообразования.

Диопсид-флогопитовые породы — мелко- и среднезернистые, белые, зеленовато-желтые или бурые (в зависимости от цвета флогопита). Структура гранобластовая, диабластовая, лепидобластовая. Диопсид-флогопитовые породы сложены диопсидом и флогопитом с примесью кальцита, апатита, сфена, пирита. Соотношение главных минералов меняется в очень широких пределах и зависит от состава замещаемой породы. В апоскарновых диопсид-флогопитовых породах преобладает диопсид. При замещении гранитов возникают породы с примерно равным соотношением диопсида и флогопита или с некоторым преобладанием флогопита. В апосиенитовых породах резко преобладает флогопит. Наконец, при замещении главколитовых пород и анортозитов возникают анхимоминеральные флогопитовые породы, сложенные пластинками флогопита, ориентированными перпендикулярно контакту с замещаемой породой. Эти породы настолько характерны для «эмбриональных» флогопитовых месторождений [по Д. С. Коржинскому, 1947], что получили в литературе специальное название — «флогопитовая оторочка».

Химические анализы диопсид-флогопитовых пород (см. таблицу 19) характеризуют их как наиболее магнезиальные. Изменения химического состава связаны с вариациями в содержании диопсида и флогопита. Несколько повышенная глиноземистость пород связана с обогащенностью флогопита глиноземом (см. табл. 15).

Флогопитовые кальцифиты аналогичны лазуритовым и подразделяются на контактовые и внеконтактные.

Отличительная особенность внеконтактных флогопитовых кальцифитов — развитие их по аподолмитовым кальцифитам магматического этапа любого состава. Замещению могут подвергаться доломитовые и даже магнезиально-кальцитовые мраморы, содержащие алюмосиликатные примеси. В первую очередь флогопитизируется шпинель. Форстерит тоже замещается флогопитом, однако на отдельных участках возникают кальцифиты с равно-

весным флогопитом и форстеритом. Мощность тел внеконтактных флогопитовых кальцифиров может достигать 10 м и более. Встречаются (Тултуйское, Слюдянское, Ляджвардаринское месторождения) пластовые тела скарнированных (в магматический этап) мраморов, повсеместно флогопитизированных в той или иной степени.

Контактные флогопитовые кальцифиры подчиняются тем же закономерностям, что и лазуритовые кальцифиры. В большинстве случаев флогопитоносные метасоматиты развиваются по мелким телам магматических пород, тектонически не нарушенным и сохранившим раннюю зональность, поэтому контактные флогопитовые кальцифиры обычно наложены на кальцифиры магматического этапа, что существенно влияет на соотношение ведущих минералов в породе и мощность слагаемой ими зоны.

Флогопитовые кальцифиры сложены главным образом кальцитом (до 90%), флогопитом и диопсидом с примесью апатита. Пирит встречается гораздо реже, чем в лазуритоносных метасоматитах и обычно в аксессуарных количествах. Набор реликтовых минералов флогопитовых и лазуритовых кальцифиров одинаков, а из вторичных минералов наиболее распространен во флогопитовых кальцифирах бесцветный амфибол-кокшаровит. Химический состав флогопитовых кальцифиров приведен в табл. 19.

Породы сиенитового состава, принимающие участие в строении тел флогопитоносных метасоматитов, имеют целый ряд отличий от сходных пород, присутствующих в телах лазуритоносных метасоматитов: масштабы их развития резко уменьшены, часто гранит на контакте с диопсид-скаполитовой породой не несет никаких изменений. При этом диопсид-скаполитовая порода сложена относительно кислым скаполитом и по соотношению кремния и алюминия приближается к диопсид-полевошпатовым, которые преобладают в телах флогопитоносных метасоматитов и содержат не менее 10—20% диопсида; наблюдается исчезновение диопсида и диопсид-кальцитовых агрегатов.

В рассматриваемых породах не обнаружены калишпаты ряда ортоклаза — санидин и развиты обычные для магматических пород калишпаты ряда ортоклаза — микроклин. Плаггиоклаз представлен альбит-олигоклазом, причем наиболее характерен олигоклаз (20—25 N). Тенденция к образованию моношпатовых участков, отмеченная в случае образования тел лазуритоносных метасоматитов, прослеживается и в описываемых породах. Часто пертитовые калишпаты по направлению к диопсид-скаполитовым породам освобождаются от пертитов, что сопровождается их перекристаллизацией и грануляцией. Реже, и главным образом в первично обогащенных плаггиоклазом породах, наблюдается обратная картина — исчезновение калишпата.

Перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы, наблюдавшиеся вокруг замещенных флогопитоносными метасоматитами будин гранитов в доломитовых мраморах Мало-Быстринского месторождения, не отличаются от их аналогов, присутствующих в

ореоле лазуритовых метасоматитов. Вместе с тем в метасоматитах Слюдянского, Талинского и Ляджвардаринского месторождений широко распространено наложение флогопитоносных метасоматитов на сильно скарнированные в магматический этап доломитовые мраморы. Часто магматические тела, замещаемые флогопитоносными метасоматитами, размещаются в пластовых телах кальцифиров магматического этапа, что не характерно для лазуритовой минерализации. В данных условиях зона перекристаллизованных и кальцитизированных мраморов не возникает и ее аналогом является зона диопсидовых кальцифиров — продукт перекристаллизации исходных скарнированных мраморов. Эти специфичные породы слагают внешние ореолы вокруг флогопитоносных метасоматитов и связаны постепенными переходами с флогопитовыми кальцифирами (если последние присутствуют в метасоматической колонке) и вмещающими форстеритовыми или шпинель-форстеритовыми кальцифирами.

Диопсидовые кальцифиры — крупнозернистые породы, сложенные белым, серым, желтоватым кальцитом (до 80% объема) и крупными кристаллами белого или светло-зеленого диопсида. Количество последнего, особенно во внутренних частях зоны, может достигать 50% объема породы. Химический состав диопсида представлен в табл. 15. Для диопсидовых кальцифиров характерно полное отсутствие реликтового доломита, даже если в исходных кальцифирах он присутствует, поэтому при переходе от диопсидового кальцифира к форстеритовому доломит в породе появляется только после исчезновения диопсида.

Химические анализы диопсидовых кальцифиров (см. табл. 18) фиксируют увеличение содержания кремнезема по сравнению с исходными кальцифирами магматического этапа, что указывает на привнос этого компонента из алюмосиликатной породы. Наряду с этим содержание глинозема остается на том же уровне, что и в исходных породах. Главной же особенностью химического состава постмагматических диопсид-кальцитовых пород является их пониженная по сравнению с исходным кальцифиром магнезиальность. Для сравнения приводится (см. табл. 7) анализ минералогически близких пород, формирующихся на магматическом этапе. В этом случае магнезиальность породы остается высокой (18,80% MgO), соответствующей уровню содержания магния в исходных доломитовых мраморах.

Г л а в а III

МИНЕРАЛОГИЯ ФЕЛЬДШПАТОИДОВ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Специфичность минерального состава пород лазуритовых месторождений выражается в широком развитии фельдшпатоидов, относящихся к группам содалита и канкринита. Однако главные

минералы этих групп — содалит и канкринит, — являясь типоморфными для многих щелочных пород, на лазуритовых месторождениях либо не встречены совсем, либо встречены в очень ограниченных количествах, в то время как лазурит и канкринитоподобные минералы на этих месторождениях являются породообразующими.

ГРУППА СОДАЛИТА

Из минералов этой группы в изучавшихся месторождениях наблюдались кубический лазурит, содалит и гакманит. В этом же разделе для удобства изложения рассмотрены новые структурные модификации лазурита — триклинный лазурит и моноклинный лазурит.

При изучении содалитовых минералов основное внимание уделено лазуриту. Известно, что лазурит получил свое название за лазурно-синий цвет и определяется как богатая сульфидной серой разновидность гаюина [Дир и др., 1966]. Многие исследователи обращали внимание на тот факт, что химические анализы лазурита не рассчитываются по типовой формуле гаюина из-за избытка анионов. При этом «лишними» с точки зрения валентности оказываются атомы сульфидной серы. Чтобы осуществить электростатический баланс, Д. Хогарт и У. Гриффин [Hogarth, Griffin, 1975, 1976] предположили, что сульфидная сера замещает часть кислорода в алюмосиликатном каркасе. Н. В. Белов [1976] объяснил несоблюдение электростатического баланса эффектом сульфуризации и предположил, что в лазурите центральной группой в кубооктаэдрической (содалитовой) полости может быть один, два и даже три атома серы.

В справочнике Г. Штрунца [Strunz, 1977] лазурит описан как кубический минерал с ребром элементарной ячейки $a = 9,08 \text{ \AA}$. Монокристалльное изучение лазурита до настоящего времени не проводилось. На основании близости порошковых рентгенограмм считается, что в основе его структуры лежит такой же алюмосиликатный каркас, как и в структуре содалита. Предполагается, что межкаркасные катионы Na и Ca распределены статистически равномерно по двум 4-кратным позициям и лежат на телесных диагоналях ячейки; межкаркасные анионы SO_4 , Cl размещаются в вершинах и центре ячейки [Hogarth, Griffin, 1976].

К числу неясных моментов относится вопрос о пространственной группе лазурита, которая является важной характеристикой при диагностике содалитовых минералов, особенно для разделения нозеана и гаюина [Taylor, 1967]. В справочных изданиях [Strunz, 1977; Дир и др., 1966] лазурит относят к группе $P\bar{4}3m$, характерной для нозеана, хотя по химическому составу лазурит значительно ближе к гаюину. В то же время установлена значительная анизотропность некоторых образцов лазурита, их четкая

двуосность. Это обстоятельство позволило Н. В. Воскобойниковой [1938] по результатам кристаллооптических исследований сделать вывод о ромбической симметрии анизотропного лазурита. Д. Хогарт и У. Гриффин [Hogarth, Griffin, 1976], получившие порошковые рентгенограммы анизотропного лазурита, также на основании «лишних», не индицирующихся в кубической ячейке рефлексов пришли к заключению о более низкой, чем кубическая, симметрии анизотропного лазурита.

Кубический лазурит. Наиболее обычная форма выделения лазурита — сплошные мелкозернистые массы, что характерно для диопсид-, флогопит-лазуритовых и других пород, не содержащих или почти не содержащих кальцит. Размер зерен лазурита в породах обычно доли миллиметра. В кальцифирах лазурит присутствует в виде вкрапленных в кальцит отдельных кристаллов, размер которых варьирует от долей миллиметра до 3—5 мм, а на участках перекристаллизации наблюдались кристаллы размером до 4—5 см в поперечнике. В большинстве случаев кристаллы имеют изометричную форму и как бы несколько «оплавлены», встречаются хорошо оформленные кристаллы лазурита — ромбододекаэдры, которые дают в шлифах характерные шестиугольные и квадратные сечения. Иногда лазурит кристаллизуется в форме пентагон-додекаэдра или различных комбинаций додекаэдрических форм с гранями куба и октаэдра.

Окраска лазурита меняется от бледно-голубой до темно-синей, реже встречаются зеленоватые оттенки. Кроме того, отмечены необычные розоватые, фиолетово-розоватые и малиновые лазуриты. Нередко вокруг включений пирита наблюдается повышение интенсивности окраски, которая в шлифах несколько снижается, так что бледноокрашенные лазуриты в шлифах практически бесцветны. Такой бесцветный в шлифах лазурит обычно описывался в литературе как гаюин. Вместе с тем ни по химическому составу, ни по оптическим и структурным параметрам бесцветный «гаюин» не отличается от окрашенных лазуритов, а по наличию сульфидной серы его следует относить к последним. Более того, после нагревания до 500°C и выше бесцветные и бледноокрашенные образцы приобретают обычные для лазурита синие тона.

Блеск лазурита стеклянный до жирного. Спайность плохая (110). Твердость 5,0—5,5. Плотность 2,45—2,48.

Кубический лазурит оптически изотропный; $N = 1,498—1,512$ (обычно $N = 1,503—1,509$). Какой-либо зависимости между показателями преломления, плотностью и окраской минерала не установлено.

При монокристалльном рентгеноструктурном исследовании изотропного лазурита не удалось обнаружить образцы с обычной для содалитовых минералов элементарной ячейкой, равной приблизительно 9 Å. В изученных кристаллах наблюдались ярко выраженные сверхструктурные рефлексы, отвечающие примерно пятикратной ячейке (см. прил., фото 7, а). Для основных рефлексов отмечались систематические погасания типа hhl с $l = 2n + 1$, кото-

рые однозначно определяют пространственную группу $P\bar{4}3n$, а не $P\bar{4}3m$, указанную для лазурита [Strunz, 1977; Дир и др., 1966]. Наличие сверхструктуры не связано с цветом минерала: она одинаково хорошо наблюдается как в темно-синих, так и в розоватых, почти бесцветных лазуритах.

Порошковая рентгенограмма кубического лазурита по положению основных максимумов идентична дебаеграммам содалитовых минералов. Кроме основных рефлексов она содержит сверхструктурные отражения, которые хорошо индицируются с помощью кфорограмм (табл. 20). Наличие одних и тех же сверхструктурных рефлексов на кфорограммах и порошковой рентгенограмме изотропного лазурита позволяет считать, что эти отражения — следствие структурной индивидуальности самого минерала. Сравнение порошкограммы изучавшегося лазурита с дебаеграммой кубического лазурита из Афганистана (см. табл. 20) показывает, что они близки по положению интенсивных линий и отличаются расположением слабых отражений. Для прибайкальского лазурита интенсивными линиями являются основные рефлексы, слабыми — сателлитные отражения, к которым на дебаеграмме лазурита из Афганистана относятся рефлексы, отмеченные в табл. 20 звездочкой, и отражения с нечетной суммой индексов hkl , которые, возможно, также являются сателлитными максимумами.

Изучение образцов лазурита порошковыми методами рентгеноструктурного анализа показало, что установленная структурная разновидность минерала широко распространена на лазуритовых месторождениях Прибайкалья. Таким образом, отмеченную сверхструктуру можно использовать в качестве отличительного признака кубического лазурита этих месторождений.

Положение и интенсивность сверхструктурных отражений существенно изменились при прокаливании минерала. Отжиг проводился в муфельной печи в течение 1 ч при 650, 800, 950, 1100°C. После каждого нагревания с охлажденного на воздухе кристалла получены рентгенограммы вращения. После прокаливании при 650°C пятикратная сверхструктура исчезает. На месте сателлитных отражений возникают вытянутые диффузные почернения (см. прил., фото 7, б). Дополнительные максимумы на порошковых дифрактограммах прокаленного образца уменьшают свою интенсивность и сильно уширяются, несколько смещаясь при этом к основным рефлексам. Одновременно с ослаблением сателлитных отражений на дифрактограммах наблюдается возрастание интенсивности основных рефлексов, особенно в области больших углов, что, возможно, связано со стабилизацией структуры.

После прокаливании при 800°C на рентгенограмме вращения появляется новая (шестикратная) сверхструктура. Отчетливо прослеживаются слоевые линии, лежащие на половине расстояния между рядами из основных рефлексов, а также менее интенсивные отражения, расположенные на расстоянии $\pm 1/6a^*$ от основных рефлексов (см. прил., фото 7, в).

Дебаграммы кубического лазурита

Кубический со сверхструктурой лазурит из Прибайкалья				Лазурит из Афганистана (ASTM, 1974)		
I	d/n _{изм}	hkl	d/n _{выч}	I	d/n	hkl
40	6,42	110	6,42	40	6,43	110
2	5,73	11/5.1.1/5	5,76	—	—	—
—	—	—	—	6	4,86	*
17	4,54	200	4,54	18	4,54	200
15	4,10	14/5.1.4/5	4,11	—	—	—
10	3,96	2.4/5.4/5	3,95	—	—	—
100	3,71	211	3,71	100	3,71	211
—	—	—	—	6	3,56	*
14	3,45	2.11/5.1.1/5	3,46	—	—	—
—	—	—	—	6	3,43	*
10	3,35	21/5.11/5.1	3,36	—	—	—
—	—	—	—	16	3,21	220
—	—	—	—	6	3,03	300, 221
40	2,872	310	2,872	45	2,872	310
10	2,810	3.11/5.1/5	2,804	—	—	—
—	—	—	—	4	2,775	311
80	2,622	222	2,622	80	2,622	222
—	—	—	—	4	2,502	320
10	2,448	21/5.21/5.2	2,445	—	—	—
26	2,426	321	2,427	16	2,427	321
20	2,270	400	2,270	25	2,270	400
—	—	—	—	4	2,233	*
5	2,211	3.24/5.1/5	2,210	—	—	—
—	—	—	—	4	2,194	410
2	2,184	4.4/5.4/5	2,185	—	—	—
50	2,140	330, 411	2,140	35	2,141	330, 411
—	—	—	—	4	2,087	331
7	2,063	41/5.1.4/5	2,068	—	—	—
3	2,029	41/5.11/5.1	2,026	—	—	—
6	1,936	332	1,936	4	1,937	332
25	1,781	510	1,781	30	1,782	510

Примечание. Звездочкой обозначены линии, индифицирующиеся в кубической ячейке с удвоенным параметром (ASTM, 1974).

В таблице для всех рефлексов приведены индексы 9А ячейки. Дробные значения индексов у сверхструктурных отражений указывают на смещение этих рефлексов примерно на пятую часть основного периода вдоль той или иной оси обратной решетки. Такой способ индифицирования удобен при сравнении порошковых исследуемого лазурита с рентгенограммами других содалитовых минералов, а также позволяет легко определить, вблизи какого основного рефлекса располагается тот или иной спутанный максимум. Условия съемки: ДРОН-1, Fe-излучение.

При нагревании до 950°C сверхструктурные отражения на $1/2a^*$ исчезают, тогда как отражения, расположенные возле рядов из основных рефлексов, несколько отходят от них, уменьшая при этом свою интенсивность. Если на рентгенограмме условно выделить интервал расстояний, крайние значения которого соответствуют шести- и пятикратному увеличению параметра a , то можно отметить, что слоевые линии из сохранившихся дополни-

тельных рефлексов находятся ближе к его пятикратной границе (см. прил., фото 7, з).

Выше 1100°C сверхструктурные отражения заметно усиливают свою интенсивность и смещаются еще дальше от основных рефлексов, приближаясь к границе пятикратного периода (см. прил., фото 7, д). Таким образом, рентгенограммы вращения исходного и прокаленного при 1100°C кристалла в пределах визуального сравнения оказываются одинаковыми. Повторное нагревание изучаемого кристалла до 650°C не привело к изменению его дифракционной картины.

Х. Заальфельд [Saalfeld, 1961] отмечал превращение шестикратной сверхструктуры в гаюине из Эйфеля в пятикратную при нагревании минерала до 1100°C. Сравнение показывает, что изменение сверхструктуры в гаюине является лишь частью тех структурных превращений, которые наблюдались при нагревании кубического лазурита из Прибайкалья. Эта часть превращений в лазурите и в гаюине протекает одинаково, что, по всей видимости, отражает один и тот же механизм структурных изменений в сравниваемых минералах. Учитывая последнее обстоятельство, можно предположить использовать сверхструктуру в совокупности с химическим составом и цветом минерала для отличия изотропного кубического лазурита от гаюина.

Химические анализы* лазурита и их пересчеты на 12 (Si + Al) приведены в табл. 21, 22. На основании данных общую формулу лазурита можно представить в виде: $A_{6,4-8,0}B_{12}O_{24}X_{2,3-2,7} \cdot nH_2O$. Соотношение кремния и алюминия в проанализированных образцах близко 1 : 1. Среди катионов группы А ведущее значение имеют Са, Na, меньшую роль играет калий. Кроме того, в значительных количествах могут присутствовать Mg, Fe, Sr, Ba, изоморфно замещающие главные компоненты. Анионная часть минерала состоит главным образом из сульфатной и сульфидной серы. Последняя является определяющим химическим признаком лазурита среди минералов содалитовой группы. Как и другие минералы группы, лазурит содержит хлор, но в незначительных количествах. К повышенным содержаниям хлора в химических анализах лазурита следует относиться осторожно, поскольку лазурит часто прорастает тонкими игольчатыми и пластинчатыми кристаллами афганита — минерала, содержащего до 5% Cl.

Прибайкальский лазурит содержит ощутимые количества CO₂. Д. Хогарт и У. Гриффин [Hogarth, Griffin, 1976], изучавшие ла-

* В ходе анализов, проводившихся обычным химическим методом, в образцах определялись общее содержание серы и концентрация сульфатной серы, по разности которых (а не автономно) устанавливалось количество сульфидной серы. С принятой методикой анализа, очевидно, связано завышение содержания сульфатной серы и занижение — сульфидной (за счет окисления последней в ходе анализа). В отдельных случаях (см. табл. 21) вся сера в лазурите оказалась представленной сульфатной формой. Не исключено также, что это окисление происходит еще на стадии пробоподготовки при очистке материала от возможных включений карбоната (травление на холоде в 5%-ной уксусной кислоте).

Химический состав фельдшпатов и полевых шпатов второй стадии

Компо- нент	ЛК—35/2	ЛК—33/9	ЛШ—38/11	ЛК—6		Ту—4/2	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	32,98	33,70	33,00	34,21	32,30	32,10	31,17
TiO ₂	Сл.	0,03	Не обн.	Сл.	—	—	—
Al ₂ O ₃	28,20	27,40	27,60	28,75	27,38	27,29	26,98
Fe ₂ O ₃	—	—	—	Не обн.	—	0,05*	0,04*
FeO	—	—	—	»	—	—	—
MgO	Не обн.	0,40	Не обн.	0,48	0,11	0,19	0,26
CaO	7,99	7,43	8,13	7,01	8,21	6,65	9,24
SrO	0,19	0,13	0,07	0,12	—	—	0,03
BaO	Сл.	0,01	0,12	0,01	—	—	—
Na ₂ O	14,83	16,14	13,34	14,36	18,03	17,07	17,18
K ₂ O	0,90	0,95	0,54	0,36	0,35	0,20	Не обн.
SO ₃	11,40	10,05	12,23	10,04	12,62	10,97	13,08
S	1,24	2,60	—	1,90	0,44	1,48	0,10
F	0,03	0,05	0,04	0,10	—	—	—
Cl	0,22	0,24	0,19	0,32	0,31	0,41	0,20
CO ₂	1,10	1,29	0,98	0,88	—	1,11	1,03
H ₂ O	1,72	1,09	Не опр.	3,07	—	3,02	1,56
Сумма	100,12	100,14	96,05	100,55	99,75	99,71	100,77

Продолжение табл. 21

Компо- нент	ЛК—65/10	ЛК—65/11		ЛК—5а	Ту	1	2
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	31,84	31,96	31,83	32,24	37,50	36,74	37,62
TiO ₂	—	—	—	0,01	0,02	—	0,17
Al ₂ O ₃	27,41	26,99	28,06	27,20	30,60	31,96	29,07
Fe ₂ O ₃	0,05*	0,05*	0,02*	—	0,41*	—	Не обн.
FeO	—	—	—	—	—	—	»
MgO	0,14	0,23	0,04	0,10	—	—	0,23
CaO	6,01	5,88	9,14	7,85	0,23	0,11	1,58
SrO	0,08	—	0,01	0,17	—	—	—
BaO	Сл.	—	—	0,02	—	—	—
Na ₂ O	18,40	18,32	16,85	16,47	25,02	25,95	25,27
K ₂ O	0,51	0,31	0,32	0,26	0,12	Сл.	0,84
SO ₃	11,41	10,30	13,04	11,98	Не обн.	—	—
S	1,70	1,77	0,06	1,42	»	—	0,03
F	—	—	—	0,02	—	—	0,08
Cl	0,20	0,28	0,18	0,19	6,77	7,11	4,03
CO ₂	1,50	1,49	—	0,96	—	—	—
H ₂ O	2,14	2,92	—	1,80	0,90	—	1,72
Сумма	100,49	99,56	99,56	99,93	99,48	100,04	99,95

Компонент	Ту-1/1		ЛК-38/12	31/15	Ту-8/7	ЛК-33/9	3
	15		16	17	18	19	20
SiO ₂	32,10	30,8	31,1	30,71	58,00	63,95	64,43
TiO ₂	He обн.	—	—	He обн.	0,04	0,26	0,04
Al ₂ O ₃	27,00	25,0	24,4	25,43	21,25	18,58	18,46
Fe ₂ O ₃	—	—	0,4*	He обн.	»	0,20*	He обн.
FeO	—	—	—	»	»	—	0,18
MgO	He обн.	—	0,2	He обн.	0,28	0,52	0,06
CaO	12,34	16,5	5,7	10,82	5,80	0,61	0,18
SrO	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	1,14	0,51
Na ₂ O	12,43	12,6	14,0	10,25	10,53	0,54	4,64
K ₂ O	0,86	2,7	1,5	6,46	0,44	14,20	10,97
SO ₃	9,21	8,5	13,4	13,28	0,26	—	—
S	0,23	—	7,2	—	—	—	—
F	0,03	—	—	He обн.	—	He обн.	Сл.
Cl	4,54	4,6	1,5	2,90	1,86	—	—
CO ₂	0,76	0,4	1,56	He обн.	0,66	—	—
H ₂ O	2,11	0,7	2,74	0,77	1,62	He обн.	0,26
Сумма	100,46	100,66	100,1	99,96	100,19	100,04	99,82

Примечание. Обр. 5, 7, 10 — данные Н. В. Воскобойниковой [1938]; обр. 13, 14, 21 — данные Е. И. Воробьева и В. Н. Матонина [1977]; обр. 16 — данные П. Баррианда и др. [Barriand e. a., 1968]; остальные — данные авторов. Обр. 1—7 — кубический лазурит; обр. 8—10 — триклинный лазурит; обр. 11 — моноклинный лазурит; обр. 12 — гагманит; обр. 13, 14 — содалит; обр. 15, 16 — афганит; обр. 17 — быстрит; обр. 18 — тункиг; обр. 19 — скаполит; обр. 20, 21 — синлазуриновые полевые шпаты. Образцы с месторождений: Мало-Быстринское (1—5, 8, 9, 11, 14, 17, 18, 20, 21), Тултугское (6, 12, 15, 19), Слюдянское (7, 10, 13), Сары-Санг (Афганистан) (16).

Суммы даны с учетом поправки $0 = F, Cl, S$. Кроме того, в анализе 14 — 0,01% MgO, 0,22% P₂O₅, 0,017% Li₂O; в анализе 20 — 0,01% MnO, 0,03% Rb₂O; в анализе 21 — 0,07% P₂O₅, 0,02% Rb₂O. В обр. 3 сумма занижена, так как не определялось содержание воды.

зурит из Канады, пришли к выводу, что повышенные содержания CO₂ в лазурите свидетельствуют о загрязненности минерала карбонатами. Однако близкие концентрации CO₂ в исследованных нами образцах и отсутствие положительной корреляции между Ca и CO₂ не подтверждают этот вывод, более того, сходные цифры по содержанию CO₂ в лазуритах получены Н. В. Воскобойниковой [1938]. Принятая авторами методика подготовки проб лазурита для анализа (травление в 5%-ной уксусной кислоте на холоде) полностью гарантирует очистку материала от карбонатов. Поэтому присутствие CO₂, видимо, является спецификой байкальского лазурита. Опыты с прокаливанием образцов лазурита показали, что CO₂ занимает «непрочное» место в структуре минерала и практически отсутствует в прокаленных образцах. При этом

Химический состав фельдшпатоидов в пересчете

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	5,97	6,13	6,04	6,03	6,00	5,99	5,94	5,96
Al	6,03	5,87	5,96	5,97	6,00	6,01	6,06	6,04
B	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Mg	—	0,11	—	0,13	0,03	0,06	0,07	0,04
Ca	1,56	1,45	1,59	1,33	1,63	1,33	1,89	1,20
Na	5,21	5,69	4,74	4,91	6,48	6,17	6,34	6,67
K	0,22	0,23	0,12	0,07	0,08	0,04	—	0,11
A	6,99	7,48	6,45	6,44	8,22	7,60	8,30	8,02
SO ₄ ²⁻	1,54	1,36	—	1,32	1,74	1,54	1,86	1,61
Cl ⁻	0,09	0,11	0,05	0,10	0,10	0,13	0,07	0,07
CO ₃	0,27	0,32	0,24	0,21	—	0,28	0,26	0,38
X	1,90	1,79	—	1,63	1,86	1,95	2,19	2,06
S ²⁻	0,42	0,88	—	0,62	0,16	0,52	0,03	0,59
H ₂ O	2,01	1,32	—	3,61	—	3,75	1,98	2,67
Цвет	Синий		Розовый	Синий		Голубой	Синий	
d ² /см ³	2,47	2,47	2,47	2,46	—	2,45	—	2,43
Ng(Ne)	—	—	—	—	—	—	—	1,509
Nm(N)	1,510	1,512	1,505	1,509	—	1,510	—	1,510
Np(No)	—	—	—	—	—	—	—	1,503
a(Å)	9,08	9,08	9,08	—	—	9,08	—	9,08
b(Å)	—	—	—	—	—	—	—	12,85
c(Å)	—	—	—	—	—	—	—	25,70

Примечание. Номера образцов и проб соответствуют номерам табл. 21; для Здесь звездочкой отмечена сумма с учетом вхождения гидроксильной группы.

«выносе» CO₂ происходит увеличение содержания сульфатной серы за счет окисления сульфидной, в то время как общая концентрация серы в минерале не меняется.

Суммарное содержание анионов группы X во всех исследованных образцах превышает 2, что не согласуется с предложенной [Дир и др., 1966] структурной формулой минералов нозеан-гаюиновой серии. Постоянный избыток анионов приводит к нарушению электростатического баланса, что характерно для всех, в том числе и эталонных, анализов лазурита. Лучшие результаты получаются при пересчете анализов по формуле Д. Хогарта и У. Гриффина [Hogarth, Griffin, 1975, 1976], предположивших замещение части кислорода в каркасе лазурита сульфидной серой. Однако вхождение сульфидной серы в каркас минерала не доказано, а нарушение электростатического баланса может быть объяснено и другими причинами, например эффектом сульфуризации [Белов, 1976].

на 12 (Si + Al) и их физические свойства

9	10	11	12	13	14	15	16	17
6,01	5,88	6,01	6,12	5,93	6,23	6,02	6,24	6,07
5,99	6,12	5,99	5,88	6,07	5,77	5,98	5,76	5,93
12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
0,07	0,01	0,03	—	—	—	—	0,06	—
1,19	1,81	1,57	0,04	0,02	0,18	2,48	1,23	2,30
6,68	6,04	5,96	7,91	8,12	8,27	4,54	5,45	3,93
0,07	0,07	0,06	0,02	—	0,19	0,21	0,39	1,64
8,01	7,93	7,62	7,97	8,14	8,64	7,23	7,13	7,87
1,46	1,81	1,68	—	—	—	1,30	2,01	1,97
0,09	0,06	0,06	1,97	1,94	1,15	1,47	0,51	0,96
0,38	—	0,25	—	—	—	0,20	0,42	—
1,93	1,87	1,99	2,00*	1,94	2,00*	2,97	2,94	2,93
0,62	0,02	0,49	—	—	0,01	0,08	2,93	—
3,66	—	2,24	0,95	—	1,09	2,60	3,66	1,02
Зеле- ный	Голубой	Синий	Розовый	—	Сире- невый	Голубой	Жел- тый	Зеленый
2,43	—	2,48	2,31	—	—	2,52	2,56	2,56
1,514	1,514	1,513	—	—	—	1,533	1,657	1,543
1,510	1,510	1,512	1,486	—	—	—	—	—
1,503	1,504	1,511	—	—	—	1,528	1,522	1,528
9,08	—	36,36	8,92	—	—	12,74	12,85	12,84
12,85	—	51,4	—	—	—	—	—	—
25,70	—	51,4	—	—	—	21,26	10,70	32,24

триклинного и моноклинного лазуритов $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

Приведенные данные свидетельствуют об обособленном положении этого компонента в лазурите. За исключением варьирующих количеств сульфидной серы суммарное число формульных единиц в группе X во всех приведенных анализах лазурита близко к двум (в среднем 1,94), что вряд ли случайно.

Структурные модификации лазурита. Наряду с изотропным кубическим лазуритом на Мало-Быстринском месторождении обнаружены образцы лазурита с отчетливо выраженной анизотропией оптических свойств. Проведенное авторами оптическое и рентгеноструктурное изучение этих образцов показало, что анизотропный лазурит представляет собой триклинную или моноклинную модификацию лазурита [Сапожников, Иванов, 1976; Сапожников и др., 1979].

Триклинный и моноклинный лазуриты приурочены к участкам высокотемпературной перекристаллизации обычных лазуритсодер-

жащих пород — лазуритовых кальфициров и диопсид-лазуритовых пород. В перекристаллизованных породах эти разновидности обычно находятся вместе с широко распространенным кубическим лазуритом. По внешнему виду и парагенетическим ассоциациям кубическая, триклинная и моноклинная модификации лазурита неразличимы. Минералами, ассоциирующимися с ними, являются кальцит, диопсид, пирит, апатит и реже флогопит (см. прил., фото 12).

Триклинный и моноклинный лазуриты наблюдаются в виде изометричных неправильной формы зерен размерами от долей миллиметра до 1—2 см. Изредка отмечаются полуограненные зерна со сглаженными, как бы оплавленными ребрами, непригодные для гониометрических исследований. Реже, обычно в перекристаллизованных диопсид-лазуритовых породах, встречаются скопления в виде сплошных масс или мелких зерен, ксеноморфных по отношению к диопсиду.

Триклинный лазурит. Цвет триклинного лазурита изменяется от темно-синего до бледно-голубого или розоватого. Иногда окраска неоднородна даже в пределах зерна. Наряду с зональным распределением окраски (более темная или, наоборот, более светлая на краях зерна) встречаются и незакономерно окрашенные зерна. Блеск стеклянный до жирного. В некоторых сколах, особенно под лупой, заметны внутренние рефлексы, напоминающие иризацию в сине-зеленых и фиолетово-красных тонах. Спайность проявлена гораздо лучше, чем у кубического лазурита, и проходит по (110) и (001). Твердость 5,0—5,5. Плотность (2,43) удовлетворительно совпадает с рассчитанной рентгеновской плотностью минерала. Точные значения плотности двух разновидностей триклинного лазурита, полученные методом термоградиентной трубки на приборе ТГП-1, приведены в табл. 22.

Макроскопически наиболее густо окрашенные разности минерала в шлифах имеют синий цвет и резко плеохроируют от синего до бледно-голубого или бесцветного по схеме $N_g > N_m > N_p$. Для скрещенных николей характерны аномальные интерференционные цвета, обычно фиолетово-красные и зеленые. Бледно-окрашенные разновидности под микроскопом бесцветны и имеют нормальные интерференционные цвета. Выявляется зависимость между окраской минерала и его двупреломлением: для каждого конкретного образца наиболее интенсивно окрашенные зерна имеют наименьшее двупреломление, однако при сравнении образцов, взятых из различных обнажений, такая закономерность не выдерживается — бесцветные зерна из одного месторождения могут быть менее анизотропны, чем окрашенные зерна из другого.

Большинство зерен триклинного лазурита sdвойниковано. Наряду с простыми двойниками наблюдаются полисинтетические. В окрашенных плеохроирующих зернах из-за различной ориентировки индивидов двойникование можно наблюдать и при одном никеле.

Минерал двуосный, положительный. Показатели преломления для наиболее анизотропного из изученных образцов составляют:

в белом свете — $N_p = 1,503$; $N_m = 1,510$; $N_g = 1,514$; $N_g - N_p = 0,011$; в натровом (спектральная линия D) — $N_p = 1,506$; $N_m = 1,509$; $N_g = 1,513$; $N_g - N_p = 0,007$ *. Сравнение показателей преломления лазуритов с различной анизотропией показало, что более стабильным является параметр $N_p = 1,502-1,507$. Характерно, что значения показателей преломления большинства кубических лазуритов колеблются в тех же пределах. Уменьшение величины двупреломления у триклинных лазуритов главным образом связано с уменьшением показателя N_g .

Как видно из приведенных данных, оптический знак триклинного лазурита не соответствует показателю преломления для белого света. Аналогичная картина установлена и Н. В. Воскобойниковой [1938]. Возможно, отчасти это обусловлено дисперсионным эффектом, поскольку данные, полученные в монохроматическом свете, обнаруживают гораздо лучшую сходимость. Несмотря на меняющиеся в зависимости от степени анизотропии показатели преломления триклинного лазурита, коноскопические фигуры всех исследованных препаратов давали четкий положительный знак. Наибольшая трудность, а следовательно, и возможность ошибки возникает при измерении показателя N_g , чему помимо сильной дисперсии мешает и собственная окраска минерала. Вместе с тем для приведенных значений N_g ошибка в меньшую сторону не может быть значительной, так как интерференционные окраски наиболее анизотропных образцов не выше светло-желтых первого порядка.

Совершенно определенная двуосность минерала в сочетании с прямым или симметричным угасанием, очевидно, явилась причиной отнесения его к ромбической сингонии [Воскобойникова, 1938]. Действительно, по оптическим свойствам триклинный лазурит можно принять за ромбический, что связано с ортогональным характером его ячейки. Единственным оптическим признаком, указывающим на более низкую симметрию минерала, является отчетливая дисперсия осей индикатрисы ($r > v$).

Параметры элементарной ячейки минерала определены по рентгенограммам вращения (см. прил., фото 8) и уточнены по дебаеграмме: $a = 9,09 \pm 0,01$; $b = 12,85 \pm 0,01$; $c = 25,70 \pm 0,02$ Å; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$, $z = 4$. Симметрия установлена по кфорограммам. Анализ интенсивностей рефлексов на развертках hko , hol , $okl - 4kl$ показал, что, несмотря на ортогональную ячейку, анизотропный лазурит является триклинным минералом. Кфорограммы нулевых слоевых линий вокруг направлений b и c имели псевдооси симметрии второго порядка (см. прил., фото 9). В случае ромбической сингонии развертки вдоль этих направлений должны были бы содержать две взаимно перпендикулярные плоскости симметрии. Нулевая развертка вокруг третьего направления содержала две взаимно перпендикулярные псевдоплоскости симмет-

* Точность определения показателей преломления составляет $\pm 0,001$.

рии. Отклонение интенсивности отражений от симметрии mm заметнее на ненулевых слоевых линиях.

На развертках слоевых линий закономерных погасаний не обнаружено, что указывает на принадлежность анизотропного лазурита к дифракционному классу симметрии 1. Таким образом, минерал относится к триклинной (псевдоромбической) сингонии, простративной группе $P\bar{1}$ или $P1$.

Сравнение размеров ячейки триклинного лазурита с кубической ячейкой содалитовых минералов показывает, что параметр a триклинного лазурита совпадает с ребром куба последних, параметр b равен диагонали грани, а параметр c — удвоенной диагонали грани элементарной ячейки кубических минералов группы содалита:

$$a = a_{\text{куб}}, \quad b = a_{\text{куб}} \sqrt{2}, \quad c = 2a_{\text{куб}} \sqrt{2}.$$

Вследствие отмеченной взаимосвязи параметров дебаеграмма триклинного лазурита схожа с порошковыми рентгенограммами содалитовых минералов по положению и интенсивности большинства рефлексов. В то же время она содержит значительное число дополнительных линий, которые не могут быть проиндцированы в кубической ячейке, но хорошо индцируются в ячейке с установленными авторами параметрами (табл. 23). Подобная порошкограмма образца лазурита из Канады приведена в работе Д. Хогарта и У. Гриффина [Hogarth, Griffin, 1976], однако линии на ней объяснены присутствием в образце двух фаз — кубического лазурита и фазы лазуритового состава, но с более низкой симметрией решетки (см. табл. 23).

Сравнение приведенной в работе Д. Хогарта и У. Гриффина [Hogarth, Griffin, 1976] дебаеграммы лазурита с дебаеграммой изученного нами минерала показывает, что они близки и характеризуют, по-видимому, одну и ту же модификацию лазурита. В той же работе отмечено, что дополнительные рефлексы на дебаеграмме имеют большую интенсивность в наиболее анизотропных образцах. Очевидно, ограниченность сведений, которые может дать порошковая рентгенограмма, не позволила Д. Хогарту и У. Гриффину определить истинную симметрию и параметры ячейки изучавшегося ими образца лазурита.

Сопоставление данных химического состава триклинных лазуритов с различной степенью анизотропии (см. табл. 21) показало, что по содержанию большинства ведущих компонентов они практически не отличаются друг от друга. К значимым различиям следует отнести лишь меньшее количество сульфатной серы и большее количество воды в светло-зеленой разновидности минерала по сравнению с синей, чем, вероятно, и обусловлено различие их удельных весов.

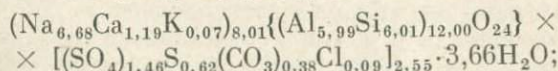
Согласно пересчету данных химических анализов на типовую формулу лазурита — $12(\text{Si} + \text{Al})$ — для светло-зеленого лазури-

Дебаграмма триклинного лазурита

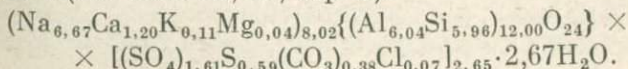
Лазурит [Hogarth, Griffin, 1976]		Триклинный лазурит				Продукт прокаливания триклинного лазурита		
I	d/n	I	d/n _{ПЗМ}	hkl	d/n _{ВЫЧ}	I	d/n	hkl
0,5	12,9	3	12,8	010	12,6	—	—	—
—	—	2	11,6	011	11,5	—	—	—
0,25	9,13	3	9,07	100	9,09	—	—	—
0,25	7,42	1	7,46	110	7,42	—	—	—
3	6,45	5	6,43	004	6,42	6	6,43	220
1	6,34	—	—	—	—	—	—	—
0,25	4,85	0,5	4,86	114	4,86	1	4,85	321
1	4,69	—	—	—	—	—	—	—
1	4,55	3	4,54	200	4,54	2	4,54	400
—	—	1	4,23	115	4,23	—	—	—
10	3,72	10	3,72	132	3,71	10	3,72	422
0,5	3,66	—	—	—	—	—	—	—
0,5	3,63	—	—	—	—	—	—	—
0,25	3,41	1	3,42	205	3,41	—	—	—
0,25	3,24	0,5	3,21	040	3,21	1	3,21	440
0,25ш	3,13	1	3,12	230	3,12	1	3,12	433
0,5 ш	3,04	0,5	3,03	300	3,03	—	—	—
3	2,884	5	2,876	044	2,874	7	2,874	620
0,5	2,814	—	—	—	—	—	—	—
0,5	2,745	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,670	137	2,665	—	—	—
0,25	2,636	—	—	—	—	—	—	—
5	2,622	7	2,622	240	2,623	8	2,625	444
0,5 ш	2,585	—	—	—	—	—	—	—
0,5	2,567	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,515	236	2,520	—	—	—
0,5	2,426	3	2,429	152	2,429	3	2,429	642
0,25	2,379	—	—	—	—	—	—	—
0,5	2,271	4	2,273	400	2,273	4	2,272	800
—	—	2	2,231	410	2,238	—	—	—
2	2,1422	5	2,143	060	2,142	8	2,141	822
1	2,1115	0,5	2,110	2.2.10	2,113	—	—	—
0,5	2,0948	2	2,084	160	2,084	—	—	—
—	—	2	2,054	157	2,051	—	—	—
—	—	1	2,007	430	2,008	—	—	—
—	—	0,5	1,962	350	1,960	—	—	—
—	—	1	1,939	260	1,938	1	1,938	664
—	—	2	1,910	059	1,910	—	—	—
—	—	3	1,870	159	1,870	—	—	—
2	1,7864	—	—	—	—	—	—	—
2	1,7822	5	1,783	068	1,782	5	1,783	10.2.0

Примечание. Условия съемки: ДРОН-1, Fe-излучение.

та (см. табл. 21, 22, обр. 9) формула имеет вид:



для синего (см. табл. 21, 22, обр. 8):



Характерный недостаток подобного пересчета — избыток анионов. Так, для первой формулы суммарная валентность катионов $W_K = +51,28$, а суммарная валентность анионов $W_A = -53,02$; для второй формулы соответственно $W_K = +51,22$ и $W_A = -53,23$.

При общем соответствии кристаллохимических формул триклинного и кубического лазурита суммарное число катионов группы А у триклинной разновидности минерала близко к максимальному (8). Анализы анизотропного лазурита [Воскобойникова, 1938; Hogarth, Griffin, 1976] также характеризуются максимальным заполнением вакансий катионов группы А, тогда как в кубическом наблюдаются достаточно широкие колебания в сумме катионов этой группы (6—8).

При нагревании триклинная модификация лазурита необратимо переходит в кубическую. Превращение происходит в интервале 500—600°C и хорошо контролируется оптическими и рентгеновскими методами. Переход при температурах, меньших 600°C, происходит крайне медленно. Так, например, непрерывное прокаливание на воздухе при 500°C в течение 4 мес привело лишь к изменению цвета минерала от зеленого до синего и небольшому уменьшению величины двупреломления. Прокаливание же при 600°C в течение суток привело к полному превращению триклинной модификации в кубическую. При этой же температуре и менее продолжительном прокаливании сохранялись реликты анизотропного лазурита, однако величина их двупреломления значительно уменьшалась (до 0,001—0,002). При более высоких температурах (700—900°C) структурное превращение происходит практически мгновенно. Такой же переход наблюдается и при нагревании триклинного лазурита в инертном газе (аргон). Полученная при нагревании кубическая модификация лазурита полностью изотропна ($N = 1,503$), имеет темно-синий (почти черный) цвет и просвечивает лишь в тонких сколах.

Для монокристалльного исследования полученного лазурита использован кристалл, ранее изучавшийся для определения симметрии и параметров элементарной ячейки триклинного лазурита. Кристалл был прогрет на воздухе до 800°C и медленно охлажден. Сравнение кфорограмм исходного и прокаленного кристалла показывает, что отражения, которые характеризовали исходный минерал как триклинный, исчезли после прокаливания. В результате симметрия разверток непрогретого кристалла — псевдо C_2 и псевдо C_{2l} — повысилась у прокаленного до C_{2l} и C_{4l} соответственно (см. прил., фото 9). Следует отметить, что наряду с исчезновением «некубических» рефлексов на кфорограммах прокаленного минерала отмечены изменения интенсивности и тех отражений, которые укладываются в рамки кубической симметрии. Так, например, рефлексы типа hhl с $l \neq 2n$, наблюдавшиеся на развертках триклинной модификации, отсутствуют на кфорограммах кубической (см. прил., фото 9). Рентгенограммы вращения вокруг [100] кубической модификации имеют четкие слоевые линии, от

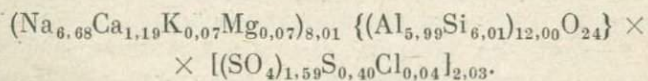
вечающие ячейке $\sim 9\text{\AA}$, характерной для минералов содалитовой группы. Кроме того, отмечены слабые рефлексы, которые соответствуют ячейке $\sim 18\text{\AA}$. На развертках слоевых линий $hko - hk2$ отмечены погасания типа $h + k + l = 2n$ для hkl , определяющие объемно центрированную решетку Браве, и $hoo = 4n$ для hoo .

Таким образом, кубическая модификация лазурита, образовавшаяся при нагревании триклинной, имеет истинный период $a \simeq 18\text{\AA}$, при ярко выраженном псевдопериоде $a/2$ — пространственную группу $I4_32$. Однако удвоение параметра можно зафиксировать только на монокристалльных снимках. Порошковая рентгенограмма имеет обычный для содалитовых минералов набор межплоскостных расстояний.

Линии на дебаграмме, характерные только для триклинного лазурита, ослабляются при нагревании минерала и исчезают после структурного перехода. Дифрактограммы, записанные до и после прокаливания минерала при 600°C в течение 5 ч, указывают на частичный переход триклинной модификации в кубическую, что следует из заметного уменьшения интенсивности характерных для триклинного лазурита линий. На рентгенограмме минерала, прокаленного при той же температуре в течение суток, дополнительные рефлексы исчезают полностью.

Следовательно, структурный переход триклинной модификации лазурита в кубическую носит постепенный реконструктивный характер и происходит в определенном интервале температур. Этот вывод подтверждают и результаты дифференциального термического анализа.

Для изучения изменения химического состава минерала при переходе из одной структурной модификации в другую проба наиболее анизотропного лазурита (см. табл. 21, обр. 9) была прокалена при 900°C в течение 40 мин, а затем анализировались щелочи и состав дополнительных анионов. Содержание щелочей в прокаленном минерале осталось прежним, состав же анионной части X резко изменился; содержание хлора уменьшилось более чем вдвое, количество сульфатной серы возросло до 11,85% за счет уменьшения до 1,18% содержания сульфидной. При этом концентрация общей серы не изменилась. Вода и CO_2 в прокаленном минерале не обнаружены. На основании полученных данных, а также данных анализа непрокаленного триклинного лазурита была рассчитана формула прокаленного минерала:



Д. Тейлор [Taylor, 1967], сопоставляя результаты химического и рентгеновского анализов, предположил, что пространственная группа симметрии может служить критерием для отличия нозеана от гаюина. Он предложил различать члены нозеан-гаюино-

вой серии по отражению 100 на порошковых рентгенограммах этих минералов: на дебаеграммах натровых членов серии нозеанов отражение 100 присутствует, а на дебаеграммах богатых кальцием членов или гаюинов его нет. Этот критерий не является бесспорным. Сравнение разверток нулевых слоевых линий триклинного лазурита и кубической модификации, полученной при отжиге последнего (см. прил., фото 9), показывает, что отражения типа $h00$ с $h = 2n + 1$ исчезают при прокаливании минерала. Имеющиеся на порошковой рентгенограмме триклинного лазурита рефлексы 100 и 300 отсутствуют на дебаеграмме прокаленного образца, т. е. существование отражений $h00$ с $h = 2n + 1$ на рентгенограммах лазурита, по всей видимости, определяется не соотношением Са и На в образце, а структурным состоянием минерала.

Моноклинный лазурит. Изучение образцов с промежуточной степенью оптической анизотропии позволило выделить еще одну структурную модификацию лазурита — моноклинную (см. табл. 21, 22, обр. 11). По внешнему виду эта разновидность не отличается от кубического (со сверхструктурой) и триклинного лазуритов, однако в отличие от триклинного моноклинный лазурит оптически отрицательный и не плеохроирует. Показатели преломления: $N_g \approx N_m = 1,512-1,514$; $N_p = 1,511-1,513$; $N_g - N_p < 0,002$.

Параметры элементарной ячейки моноклинного лазурита определены из рентгенограмм вращения и кфорограмм: $a = 36,36$; $b = c = 51,4 \text{ \AA}$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Они связаны с параметрами ячейки содалитовых минералов соотношениями $a = 4a_{\text{куб}}$, $b = c = 4a_{\text{куб}} \sqrt{2}$. Ориентация осей в моноклинном лазурите такая же, как и в триклинном, но размеры ячейки другие. По величине параметров ячейки моноклинный лазурит можно было бы отнести к тетрагональной сингонии, однако на его кфорограммах наблюдаются лишь ось второго порядка, параллельная $[001]$, и плоскость симметрии (001) . Систематические погасания рефлексов hko с $k \neq 2n$ и ool с $l \neq 2n$ однозначно определяют пространственную группу $P2_1/b$.

Моноклинный лазурит имеет индивидуальную порошковую рентгенограмму. Вследствие отмеченной взаимосвязи параметров ячеек дебаеграмма моноклинного лазурита по положению и интенсивности большинства рефлексов близка дебаеграммам содалитовых минералов. Кроме этих рефлексов она содержит дополнительные отражения, которые хорошо индуцируются непосредственно по кфорограммам в ячейке с приведенными (табл. 24) значениями параметров. После прокаливании минерала при 700°C в течение 1 ч линии, характерные для моноклинного лазурита, на дебаеграмме исчезают, тогда как отражения, определяющие $\sim 9 \text{ \AA}$ кубическую ячейку, почти не изменяются.

Таким образом, структурно-минералогическое исследование лазурита позволило выделить три новые его разновидности: кубический лазурит со сверхструктурой, близкой к пятикратной;

Дебаграмма моноклинного лазурита

<i>I</i>	<i>d/n</i> _{изм}	<i>hkl</i>	<i>d/n</i> _{выч}	<i>I</i>	<i>d/n</i> _{изм}	<i>hkl</i>	<i>d/n</i> _{выч}
7	6,43	008	6,42	2	2,835	12.4.5	2,834
3	4,54	800	4,54	1	2,738	8.0.15	2,736
2	3,95	4.4.11	3,95	9	2,622	8.0.16	2,622
1	3,88	807	3,87	1	2,516	8.0.17	2,518
10	3,71	808.4.4.12	3,71	4	2,426	4.20.4	2,427
2	3,56	809	3,56	4	2,270	16.0.0	2,270
2	3,49	4.4.13	3,49	0,5	2,186	4.20.11	2,187
2	3,40	8.10.0	3,40	8	2,140	4.20.12	2,140
2	3,12	8.12.0	3,12	0,5	2,097	4.20.13	2,097
7	2,872	0.16.0	2,872	0,5	2,070	4.12.21	2,070

Примечание. Условия съемки: ДРОН-1, Fe-излучение.

триклинный; моноклинный. Рентгенограммы выделенных разновидностей близки между собой по положению и интенсивности основных рефлексов, характерных для содалитовых минералов, и отличаются дополнительными отражениями, которые исчезают после прокалывания образцов. Подобное поведение дополнительных отражений характерно для некоторых образцов позеана и гаюина [Saalfeld, 1959, 1961; Ito, Sadanaga, 1966; Taylor, 1967]. В результате трехмерного исследования на автоматическом монокристалльном дифрактометре установлено, что структура триклинного лазурита является сверхструктурой за счет упорядоченного распределения катионов и анионов в полостях содалитового каркаса, а сам каркас волнообразно искажен в направлении оси *c* [Сапожников и др., 1983]. Очевидно, и другие разновидности лазурита характеризуются индивидуальным порядком в расположении внутрикаркасных частиц.

Порошковые рентгенограммы изученных минералов индивидуальны по расположению дополнительных отражений. Для кубического со сверхструктурой лазурита характерны рефлексы с межплоскостными расстояниями 4,10; 3,45; 3,35; 2,81 Å; для триклинного — область малых углов (присутствие в этой области отражений с межплоскостными расстояниями 12,8; 11,6; 9,07; 7,46 Å в совокупности с отчетливо выраженной анизотропией оптических свойств минерала определяет триклинный лазурит); для моноклинного — 3,88; 3,56; 3,49; 3,40 Å. Таким образом, данные порошковых рентгенограмм, приведенные в табл. 20, 23, 24, могут быть использованы для экспрессной и точной диагностики лазуритов в практике минералогических работ.

Имеющийся экспериментальный материал позволяет рассматривать исследованные разновидности лазурита как самостоятельные минералы, которые характеризуются индивидуальным порядком размещения катионов и анионов в полостях содалитового кар-

каса. В сводках о новых минералах триклинный лазурит уже рассматривается как самостоятельный минерал, не проходивший, однако, через комиссии по новым минералам и их названиям [Кудряшова, 1978].

Содалит — довольно редкий минерал в лазуритоносных метасоматитах, встречается в небольших количествах и устанавливается лишь под микроскопом. Характерна его приуроченность к участкам с бледноокрашенным лазуритом, вокруг кристаллов которого возникают содалитовые каймы, которые часто настолько четко повторяют очертания зерен лазурита, что трудно выяснить, является ли содалит первичным минералом или развивается по лазуриту. Во всяком случае, содалит кристаллизуется несколько позже лазурита. В зонах высокотемпературной перекристаллизации наблюдались наиболее крупные выделения содалита — до нескольких сантиметров в поперечнике [Воробьев, Матонин, 1977].

Содалит обычно бледно-фиолетовый, синевато-розоватый, иногда серый; в шлифах бесцветный, совершенно изотропен и не обнаруживает спайности. В случаях совместного нахождения с неокрашенным лазуритом отличается от последнего меньшим показателем преломления ($N = 1,482-1,483$). Параметр элементарной ячейки, вычисленный по порошкограмме, равен $8,82 \pm 0,02 \text{ \AA}$.

Химические анализы содалита заимствованы из работы Е. И. Воробьева и В. Н. Матонина [1977] и приведены вместе с пересчетами в табл. 21 и 22. При пересчете учтена примесь апатита и диоксида, однако суммарное число катионов группы А осталось аномально высоким, по-видимому, из-за примеси полевого шпата. В минерале присутствует сера, что, очевидно, вызывает появление тенебресцентных свойств, приближающих его к гакманиту.

Гакманит встречен в кальцифирах Тултуйского лазуритового месторождения в тесной ассоциации с кальцитом, диоксидом и пиритом. Образует крупные (до 1 см и более) неправильные зерна, буквально переполненные включениями других минералов. Вместе с лазуритом гакманит не встречен и, вероятно, является его аналогом на определенных участках месторождений. Под микроскопом бесцветен, $N = 1,486 \pm 0,001$; плотность $2,310 \pm 0,001$.

Примечательно, что по тенебресцентным свойствам гакманит Тултуйского месторождения следовало бы назвать «антигакманитом». При добыче минерал бесцветный или серовато-матовый; при дневном свете в течение 20—30 с минерал становится сирнево-розовым. При хранении в темном месте окраска постепенно исчезает. Быстрое исчезновение окраски можно вызвать и незначительным (менее 100°C) нагреванием образца. Быстрое и интенсивное сирневое окрашивание наблюдается при воздействии ультрафиолетового и рентгеновского излучений. Искусственный свет не вызывает появления окраски. Химический анализ гакманита (см. табл. 21) хорошо пересчитывается на типовую формулу сода-

лита (см. табл. 22). Интересно, что в минерале не обнаружено следов серы. Однако следует учесть, что чувствительность использованной методики не превышает 0,005 вес. % S.

ГРУППА КАНКРИНИТА

На лазуритовых месторождениях СССР в настоящее время обнаружено три минерала этой группы: афганит и две новые фазы, предварительно получившие названия быстрит и тункит. Эти минералы повсеместно тесно ассоциируются с лазуритом, что позволяет рассматривать их как типоморфные для лазуритовых месторождений. На Зардалекском массиве в больших количествах отмечены канкринит и вишневит, которые пространственно разобщены с лазуритовой минерализацией и в целом для лазуритовых месторождений не характерны.

Афганит впервые обнаружен на Сары-Сангском лазуритовом месторождении [Bariand e. a., 1968]. Последующие исследования выявили его широкое распространение почти на всех лазуритовых месторождениях мира. Афганит приурочен к двум основным типам лазуритсодержащих пород: диопсид- и кальцит-лазуритовых. В большинстве случаев афганит в этих породах встречается спорадически, замещая лазурит. На Мало-Быстринском месторождении обнаружены отдельные зоны интенсивной афганитизации лазурита. При этом возникают породы диопсид-афганитового состава с редкими реликтами лазурита, сохраняющимися лишь в виде включений внутри кристаллов диопсида.

Иной тип афганитовой минерализации отмечается в породах Тултуйского проявления, которое отличается от других лазуритовых месторождений Прибайкалья резким преобладанием рассеянной лазуритовой минерализации («вкрапленные руды») в кальцифирах. Здесь афганит и лазурит нередко встречаются совместно, не обнаруживая каких-либо реакционных взаимоотношений. На отдельных участках афганит выступает в качестве аналога лазурита, заменяя его в типичных лазуритсодержащих парагенезисах, где составляет до 50% объема породы. В процессе последующего гидротермального изменения пород афганит и лазурит ведут себя, в общем, одинаково. Наиболее высокотемпературным процессом является флогопитизация афганита; при понижении температуры он замещается минералами семейства цеолитов, реже — кальцитом. В приповерхностных условиях афганит нередко обесцвечивается, покрывается бурой пленкой окислов железа и превращается в скрытокристаллические глиноподобные массы.

Обычно афганит наблюдается в виде мелких пластинчатых или шестоватых кристаллов размером до 1—2 мм по удлинению, находящихся в тесном сростании с лазуритом, диопсидом, кальцитом, иногда он образует зерна неправильной или изометричной формы (см. прил., фото 13). Цвет афганита голубовато-зеленый, реже голубой, иногда (обычно в шлифах) бесцветен. При частич-

ном изменении он мутнеет и приобретает буроватый оттенок. Блеск стеклянный, в некоторых сколах жирный, напоминающий блеск нефелина. Плотность 2,52. Твердость 5,0—5,5. Некоторые макроскопически наиболее густо окрашенные разновидности афганита слабо плеохроируют от бледно-голубого до бесцветного по схеме $No > Ne$. Минерал одноосный, положительный, для пластинчатых кристаллов удлинение отрицательное. $Ne = 1,533$; $No = 1,528$; $Ne - No = 0,005$. Афганит легко разлагается разбавленной соляной кислотой с выделением сероводорода и геля кремнезема.

Параметры гексагональной элементарной ячейки афганита Тулгуйского месторождения ($a = 12,74 \pm 0,02$ и $c = 21,26 \pm 0,04$ Å) определены из рентгенограмм вращения и уточнены по порошкограмме (табл. 25). На развертках слоевых линий (см. прил., фото 10, а) обнаружены систематические погасания типа $hh2\bar{h}l = 2n$, определяющие пространственную группу $P6_3/mmc$, $P6_3mc$ или $P62c$. Некоторое уменьшение параметров ячейки в афганите из Прибайкалья по сравнению с афганитом из Сары-Санга (для последнего $a = 12,77$ и $c = 21,35$ Å), по-видимому, обусловлено

Таблица 25

Дебаграммы афганита

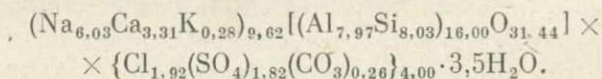
Тулгуйское месторождение [Иванов, Сапожников, 1975]		Месторождение Сары-Санг [Bariand e. a., 1968]			Тулгуйское месторождение [Иванов, Сапожников, 1975]		Месторождение Сары-Санг [Bariand e. a., 1968]		
I	d/n	I	d/n	hkl	I	d/n	I	d/n	hkl
—	—	1	11,10	100	5	2,675	8	2,685	402
—	—	1	10,70	002	3	2,657	3	2,663	008
—	—	1	9,90	101	—	—	3	2,606	108
2	5,99	7	6,00	103	3	2,571	4	2,580	403
—	—	4	5,36	201	1	2,485	4	2,495	135
8	4,81	9	4,82	104	—	—	1	2,473	232
1	4,16	3	4,18	120	5	2,451	7	2,460	118
—	—	4	4,105	121	3	2,407	4	2,418	140
6	3,99	8	3,997	105	1	2,320	4	2,325	136
1	3,83	1	3,850	204	—	—	1	2,294	234
10	3,67	10	3,688	300	1	2,163	4	2,170	502
—	—	3	3,609	123	8	2,123	8	2,130	330
—	—	1	3,388	106	1	2,084	1	2,094	1.0.10
9	3,29	8	3,298	224	3	2,048	7	2,057	129
1	3,18	1	3,202	220	—	—	1	1,950	152
—	—	1	3,125	116	2	1,920	6	1,925	408
4	3,02	6	3,039	131	—	—	1	1,881	506
2	2,95	4	2,951	132	1	1,889	4	1,864	154
1	2,812	4	2,821	133	1	1,838	1	1,845	3.0.10
—	—	3	2,799	305	1	1,808	1	1,812	431
4	2,758	6	2,769	400	—	—	1	1,803	246
3	2,734	6	2,744	401	4	1,790	8	1,792	432

Примечание. Условия съемки: ДРОН-1, Fe-излучение.

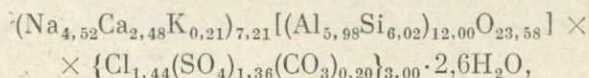
пониженным содержанием крупных катионов в изучавшемся минерале (см. табл. 21, 22). Подобная корреляция наблюдается и в минералах группы содалита, хотя строгое соответствие между параметрами элементарной ячейки и содержанием Ca, Na, и S в минералах этой группы отсутствует [Taylor, 1967].

Для оценки природы воды в афганите использованы методы ИК-спектроскопии и ДТА (аналитик И. Л. Лапидес). Анализ ИК-спектров минерала показал полное отсутствие в афганите групп OH^- при наличии молекулярной (кристаллизационной) воды. Кривая ДТА не фиксирует каких-либо резких термоэффектов и характеризует воду минерала как цеолитную. Дифрактограмма образца, прокаленного при температуре 900°C в течение 1 ч, оказалась идентичной дифрактограмме природного непрокаленного образца.

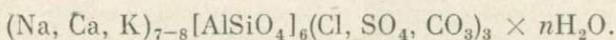
Для афганита из Сары-Санга первооткрыватели [Variand e. a., 1968] предложили формулу $A_{12}B_{16}O_{34}X_4$ при числе формульных единиц на ячейку, равном трем. Пересчет химического анализа афганита Тултуйского месторождения (см. табл. 21, обр. 15) на эту формулу приводит к следующему результату:



Очевиден резкий дефицит катионов группы А (9,62 вместо 12) и кислорода (31,44 вместо 34). Пересчет анализа на типовой состав канкринитов $12(\text{Si} + \text{Al})$ при $z = 4$ приводит к следующей формуле:



или в общем виде



Последняя формула соответствует общей кристаллохимической формуле минералов группы канкринита $A_{6-8}B_{12}O_{24}X_{1-2} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ за исключением суммарного числа анионов группы X, равного трем.

Быстрит * — предварительное название нового канкринитоподобного минерала, обнаруженного на Мало-Быстринском лазуритовом месторождении. Так же как и афганит, быстрит приурочен к лазуритсодержащим породам. Наблюдаются две генерации минерала. Обычно быстрит развивается по лазуриту, на отдельных участках замещая его более чем наполовину, с образованием неравновесной лазурит-быстрит-диопсидовой ассоциации, содержащей до 15—20 об. % быстрита. В кальцитовых прожилках среди лазуритоносных метасоматитов, реже в лазуритовых кальцификах, очевидно частично перекристаллизованных, быстрит и лазу-

* Ранее описан авторами как «сульфидный канкринит» [Иванов и др., 1978; Иванов и др., 1980].

рит встречаются совместно, не обнаруживая каких-либо реакционных взаимоотношений. В отличие от афганита, который может выступать в качестве аналога лазурита и заменять его в типичных парагенезисах, быстрил вне лазуритсодержащих пород не обнаружен. Несмотря на то что быстрил и афганит обычно развиваются по лазуриту, совместно они не образуются и пространственно разобщены.

В породах быстрил наблюдается в виде мелких пластинчатых кристаллов размером до 5 мм по удлинению, находящихся в тесном сростании с лазуритом, диопсидом, кальцитом. Реже минерал образует зерна неправильной формы или агрегаты таких зерен. Цвет быстрила желтый, при взаимном прорастании с лазуритом, очевидно из-за смешения цветов, — зеленоватый, при частичном изменении минерал приобретает буроватый оттенок. Желтый цвет сохраняется и в шлифах, причем быстрил резко плеохроирует от густо-желтого до почти бесцветного по схеме $No > Ne$. После прокаливания на воздухе при 800°C минерал становится темно-зеленым. Блеск стеклянный. Плотность $2,557 \pm 0,004$. Твердость 5,0.

Минерал одноосный, положительный, для пластинчатых кристаллов удлинение отрицательное. Спайность отчетливая по $(10\bar{1}0)$, кроме того, отмечается либо очень плохая спайность, либо отдельность по пинакоиду. Показатели преломления варьируют: $Ne = 1,657-1,663$; $No = 1,582-1,586$; $Ne - No = 0,075-0,080$; по этим параметрам он резко отличается от остальных минералов группы канкринита. Быстрил крайне неустойчив даже в разбавленных кислотах, где быстро обесцвечивается и разлагается с выделением сероводорода. В жидкостях Клериче покрывается оранжевой пленкой, поэтому концентраты выделялись в бромформе.

Гексагональная симметрия быстрила установлена по лауэграммам и кфорограммам. Параметры элементарной ячейки, вычисленные по рентгенограммам от монокристалла (см. прил., фото 10, б) и уточненные МНК по порошкограмме (табл. 26), составляют: $a = 12,855 \pm 0,003$, $c = 10,700 \pm 0,003$ Å. На развертках слоевых линий наблюдаются погасания типа $hh2\bar{h}l = 2n$, которые указывают на возможную пространственную группу $P6_3/mmc$, $P6_3mc$ или $P\bar{6}2c$.

Порошковые рентгеновские данные, симметрия и размеры ячейки быстрила показывают, что он не имеет структурных аналогов среди природных минералов. От наиболее близкого к нему канкринита изученный минерал отличается удвоенным значением параметра c . Поведением при нагревании он отличается и от канкринитов со сверхструктурными рефлексамии. В отмеченных канкринитах сверхструктурные отражения исчезают после прокаливании в интервале $300-400^{\circ}\text{C}$ [Brown, Cesbron, 1973]. Рентгенограммы вращения быстрила, полученные после нагревания его до 800°C , идентичны рентгенограммам исходного кристалла.

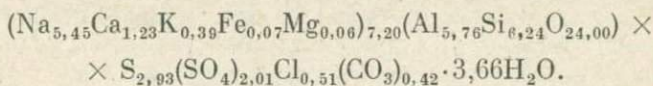
Сравнение результатов химического анализа быстрила с анализами других фельдшпатоидов обнаруживает его большое сходст-

Дебаеграмма быстрита

I	d/n _{изм}	hkl	d/n _{выч}	I	d/n _{изм}	hkl	d/n _{выч}
2	11,22	100	11,13	20	2,142	330	2,142
1	7,71	101	7,71	10	2,094	420	2,104
7	6,44	110	6,43	7	2,056	502	2,056
5	4,944	201	4,938	5	2,013	413	2,008
70	4,824	102	4,822	7	1,928	404	1,929
5	4,212	210	4,208	5	1,906	215	1,907
1	4,112	112	4,112	5	1,872	512	1,873
80	3,919	211	3,916	1	1,848	324	1,847
100	3,720	300	3,711	1	1,830	430	1,830
25	3,396	103	3,397	15	1,799	414	1,798
90	3,313	212	3,307	8	1,782	520	1,783
3	3,221	220	3,214	3	1,758	521	1,758
10	2,969	311	2,967	5	1,731	432	1,732
25	2,784	400	2,783	3	1,695	405	1,696
35	2,694	401	2,694	1	1,671	334	1,672
70	2,676	004	2,675	2	1,641	325	1,640
2	2,600	104	2,601	1	1,619	612	1,618
3	2,565	303	2,571	5	1,606	440	1,607
35	2,471	114	2,470	2	1,571	701	1,573
1	2,430	410	2,429	5	1,524	604	1,525
3	2,376	411	2,369	3	1,500	425	1,500
2	2,334	313	2,334	1	1,475	710	1,475
2	2,304	322	2,305	1	1,438	416	1,438
10	2,194	403	2,194	10	1,377	444	1,377
2	2,169	304	2,170				

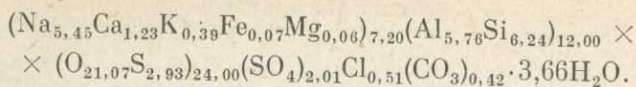
Примечание. Условия съемки: ДРОН-3, Си-излучение.

во с лазуритом (см. табл. 21). За исключением аномально высокого содержания серы в минерале, количество других ведущих компонентов ближе всего соответствует составу лазурита. Пересчет данных химического анализа быстрита на типовой состав минералов группы канкринита $12(\text{Si} + \text{Al})$ при $z = 2$ приводит к следующей формуле:



При такой форме записи формулы сумма отрицательных зарядов оказывается значительно выше суммы положительных ($W_a = -59,23$; $W_k = +50,87$). Подобная картина характерна и для лазурита. Если предположить в структуре наличие сульфуризации [Белов, 1976], то часть вклада сульфидной серы из суммы отрицательных зарядов должна быть исключена и электростатический баланс окажется лучше. Можно также предположить, что сульфидная сера замещает часть кислорода в каркасе. Тогда фор-

мула приобретает вид при удовлетворительном балансе зарядов



Если по аналогии с лазуритом исключить сульфидную серу из группы X, то суммарное число анионов этой группы будет 2,94.

Параметры элементарной ячейки, химический состав, а также поведение при нагревании позволяют предположить, что структуры быстрига и канкринита построены подобно политипным структурам. В работе О. Ярхова [Jarchow, 1965] структура канкринита описана как гексагональная упаковка АВ дискретных шестерных колец тетраэдров. Два слоя таких колец расположены на разных уровнях и связаны в плоскости xy в непрерывные сетки — канкринитовые пакеты, которые, налагаясь друг на друга вдоль оси z , образуют трехмерный тетраэдрический каркас.

Двухпакетная модель каркаса получена из рассмотрения различных вариантов наложения канкринитовых пакетов. Если в структуре канкринита каждый второй пакет повернуть на 180° вокруг тройной оси, то получится каркас быстрига. Последовательность чередования тетраэдрических колец в быстриге АВ АС [Сапожников, 1980]. Экспериментальным материалом при проверке структуры послужили 159 независимых ненулевых рефлексов типа hko , hol — $h8l$, полученных фотометодом. Интенсивности оценены по маркам почернения и исправлены на факторы Лоренца и поляризации. Трехмерные синтезы Фурье подтвердили правильность выбранной модели каркаса и позволили локализовать атомы (Na, Ca). Уточнение координат атомов методом наименьших квадратов показало, что наиболее приемлемой для структуры быстрига является пространственная группа $R\bar{6}_3mc$ (R -фактор = 19,5%).

По результатам химического анализа, в элементарной ячейке быстрига содержится около шести атомов сульфидной серы (см. табл. 21, 22), которую авторы пытались найти среди кислородов каркаса, однако эти попытки не имели успеха. Уточнение кратности положений атомов кислорода каркаса не привело к ее заметному изменению. Прямое размещение сульфидной серы в 6-кратных позициях вместо кислорода приводило к существенному увеличению R -фактора, а при уточнении кратность положений с сульфидной серой уменьшалась вдвое в соответствии с разницей атомных факторов рассеяния серы и кислорода ($f_s = 16$, $f_o = 8$). Полученный результат показывает, что сульфидная сера либо не входит в каркас быстрига вместо кислорода (что наиболее вероятно), либо распределена по кислородным позициям каркаса в полном беспорядке. Сульфидную серу не удалось локализовать и в пустотах каркаса. По всей видимости, для решения вопроса о форме вхождения серы в структуру минерала нужно привлекать другие методы исследования. Микросондовое изучение быстрига показало равномерное распределение серы в минерале.

Быстрит является каркасным алюмосиликатом. Его каркас построен из близких канкринитовому структурных фрагментов — канкринитовых пакетов. Однако характерные для канкринита широкие сквозные каналы, образованные по окружности двенадцатью тетраэдрами, здесь через $1/2 c$ перекрываются шестерными кольцами. В результате образуются колонки из полостей, ограниченных одиннадцатью шестерными и шестью четверными кольцами тетраэдров. Элементарная ячейка быстрита содержит две такие колонки на осях третьего порядка, полости в которых сдвинуты на $1/3 c$. По оси шестого порядка проходит колонка, составленная из канкринитовых полостей, каждая из которых ограничена пятью шестерными и шестью четверными кольцами тетраэдров. Атомы (Na, Ca) расположены почти в плоскости каждого шестерного кольца [Сапожников, 1980].

Химический состав и структура быстрита указывают на принадлежность его к канкринитоподобным минералам. При этом быстрит, у которого число формульных единиц (канкринитовых пакетов) на элементарную ячейку равно двум, закономерно входит в ряд канкринитоподобных минералов, располагаясь между дэвином ($z = 1$) и лиоттитом ($z = 3$) (табл. 27).

В последние годы номенклатура минералов группы канкринита была существенно расширена за счет обнаружения целой серии так называемых «канкринитоподобных» минералов [Merlino, Melini, 1976]. Особенностью элементарных ячеек этих минералов является величина параметра c , которая в целое число раз больше соответствующего параметра для канкринита (дэвина) (см. табл. 27). Если в канкринитовых минералах со сверхструктурными рефлексамми увеличение параметра по оси c связывают с особенностями распределения межкаркасных катионов и анионов в ка-

Т а б л и ц а 27
Элементарные ячейки минералов группы канкринита

Минерал	$a(\text{Å})$	$c(\text{Å})$	Пространственная группа	Ссылка
Канкринит	12,75	5,14	$P6_3$	[Jarchow, 1965]
Вишневит	12,68	5,18	Не опр.	[Bariand e. a., 1968]
Дэвин	12,70	5,33	$P6_3/m, P6_3$	»
Быстрит	12,855	10,700	$P6_3mc$	Данные авторов
Лиоттит	12,842	16,091	$P6m2$	[Merlino, Orlandi, 1977a]
Афганит	12,74	21,26	$P6_3/mmc, P6_3mc, P6_2c$	[Bariand e. a., 1968]
Францинит	12,884	26,580	$P3m1, P3m1, P321$	[Merlino, Orlandi, 1977b]
Тункиит	12,843	32,239	$P6_22$	Данные авторов
Джузеппеттит	12,850	42,22	$P6_3/mmc, P6_3mc, P6_2c$	[Mazzi, Tadini, 1981]
Сакрофанит	12,865	72,240	$P6_3/mmc, P6_3mc, P6_2c$	[Burrigato e. a., 1980]

налах структуры, то в канкринитоподобных минералах кратное увеличение параметра вдоль этого направления происходит в результате перестройки алюмосиликатного каркаса. Каркас канкринита можно описать как гексагональную упаковку АВ дискретных шестерных колец из тетраэдров. При конденсации в каркас между шестерными кольцами образуются четверные [Jagshov, 1965]. Каркасы в структурах канкринитоподобных минералов отличаются от каркаса в канкрините способом упаковки шестичленных колец. В отличие от двухслойного канкринита, лиоттит характеризуется шестислойной упаковкой с последовательностью чередования колец АВ АВ АС. В структуре афганита каркас представлен восьмислойной упаковкой колец с последовательностью АВ АВ АС АС [Merlino, Mellini, 1976].

В ряду канкринитоподобных минералов до настоящего времени существовал пробел, вызванный отсутствием минерала с четырехслойной упаковкой шестерных колец. В первом приближении этот пробел «закрывался» включением в ряд искусственного цеолита — лосода [Sieber, Meier, 1974], близкого по параметрам элементарной ячейки, но отличающегося от названных минералов составом и свойствами. Новый канкринитоподобный минерал — быстрит, впервые обнаруженный авторами на Мало-Быстринском лазуритовом месторождении, как раз является недостающим звеном в этой группе минералов.

Тункит — предварительное название нового канкринитоподобного минерала, обнаруженного на Мало-Быстринском и Тултуйском лазуритовых месторождениях, где он образуется в тесной пространственной и генетической связи с лазуритоносными метасоматитами. На Мало-Быстринском месторождении тункит приурочен к диоксид-лазуритовым породам и обычно замещает кубический лазурит. Замещение сопровождается незначительной перестройкой структуры пород, которая становится более крупнозернистой, лепидогранобластовой по сравнению с гранобластовыми структурами исходных пород. На Тултуйском месторождении тункит образует самостоятельные шестоватые кристаллы (до 1 см по удлинению) во внеконтактных лазуритовых кальцифирах, где ассоциируется с кальцитом, диоксидом, пиритом и апатитом. Визуально по формам выделения минерал похож на афганит, отличаясь от последнего более удлиненным по призме габитусом.

Цвет тункита бутылочно-зеленый с желтоватым или синеватым оттенком, причем последний скорее всего обусловлен тесным сростанием с лазуритом. Блеск стеклянный. Твердость 5,0—5,5. Удельный вес тункита, измеренный методом термоградиентной трубки, составляет $2,557 \pm 0,004$ и совпадает с расчетным (2,60). В шлифах бесцветный или плеохроирует от желто-зеленого (салатного) до бесцветного по схеме $N_o > N_e$. Минерал одноосный, положительный, удлинение отрицательное. Показатели преломления: $N_e = 1,543$; $N_o = 1,528$; $N_e - N_o = 0,015$. Спайность средняя по $(10\bar{1}0)$. Тункит легко разлагается в разбавленной соляной кислоте, быстро обесцвечивается.

Дебаграмма тункита

<i>I</i>	$d/n_{изм}$	<i>hkl</i>	$d/n_{выч}$	<i>I</i>	$d/n_{изм}$	<i>hkl</i>	$d/n_{выч}$
1	9,12	102	9,15	25	2,139	330	2,140
1	5,38	006	5,37	3	2,099	333	2,099
40	4,842	106	4,838	4	2,062	432	2,063
1	4,202	210	4,204	2	2,037	11.15	2,038
1	4,125	116	4,121	1	1,996	510	1,998
1	3,860	206	3,864	2	1,958	426	1,957
100	3,711	300	3,707	4	1,933	40.12	1,932
80	3,314	216	3,311	2	1,913	21.15	1,914
8	3,227	00.10	3,224	3	1,873	516	1,872
9	3,191	221	3,195	1	1,854	600	1,854
20	3,035	312	3,030	1	1,832	517	1,833
16	2,988	224	2,983	10	1,801	41.12	1,801
6	2,889	314	2,881	1	1,781	520	1,781
9	2,780	400	2,781	1	1,770	522	1,770
4	2,763	401	2,770	2	1,751	606	1,752
4	2,747	402	2,740	2	1,731	436	1,731
25	2,687	00.12	2,687	2	1,650	21.18	1,648
1	2,615	10.12	2,611	2	1,621	616	1,617
2	2,561	317	2,563	4	1,605	440	1,605
3	2,515	322	2,520	1	1,548	31.18	1,549
16	2,470	406	2,469	3	1,525	60.12	1,526
2	2,426	410	2,427	2	1,506	40.18	1,506
2	2,298	30.11	2,299	2	1,473	710	1,473
2	2,285	408	2,289	2	1,420	716	1,421
1	2,215	416	2,212	4	1,378	44.12	1,378
1	2,177	30.12	2,175	4	1,345	806	1,346

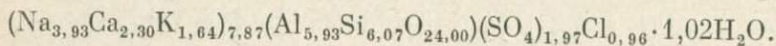
Примечание. Условия съемки: ДРОН-3, Си-излучение.

Гексагональная симметрия тункита установлена по лауэграммам и кфорограммам. Лауэ-класс симметрии $6/mmm$. На кфорограммах hko , hol — $h4l$ отмечены погасания рефлексов ool с $l \neq 3n$; среди рефлексов общего типа погасаний не обнаружено, что определяет пространственную группу $R6_22$. Параметры элементарной ячейки определены по рентгенограммам от монокристалла и уточнены МНК по порошкограмме (табл. 28): $a = 12,843 \pm 0,003$; $c^* = 32,239 \pm 0,008$ Å. На кфорограммах тункита наблюдается уширение отражений hkl с $l \neq 3n$ вдоль оси c^* , тогда как рефлексы с $l = 3n$ имеют хорошую степень совершенства (см. прил., фото 10, в). Рентгенограммы от монокристалла тункита, прокаленного при 800°C в течение 1 ч, идентичны рентгенограммам исходного кристалла.

Химический анализ тункита (см. табл. 21) выполнен на микроанализаторе JSXA-733 фирмы «JEOL». Вода в минерале определялась из отдельной микронавески кулонометрическим методом; температурная динамика выхода воды из минерала свидетельствует о ее цеолитном характере. Сопоставление химического состава

тункита с составами других канкринитоподобных минералов [Leoni и др., 1979] выявляет его близость к франциниту по содержанию большинства ведущих компонентов. К значимым отличиям относятся повышенные количества хлора и сульфатной серы в тунките (при отсутствии карбонат-аниона). Ввиду того что францинит и дэвин на лазуритовых месторождениях СССР пока не обнаружены, тункит является наиболее обогащенной калем минеральной фазой среди всех известных здесь фельдшпатоеидов.

Пересчет химического анализа минерала на 12 (Si + Al) при $z = 6$ (см. табл. 22) приводит к следующей формуле тункита:



Суммарное количество дополнительных анионов в минерале почти точно соответствует трем.

Химический состав, порошковые рентгеновские данные и параметры элементарной ячейки тункита показывают, что он является новым канкринитоподобным минералом, который по величине параметра c располагается между францинитом и джузеппеттитом (см. табл. 27).

В заключение рассмотрим некоторые общие закономерности строения каркасов содалитовых, канкринитовых и канкринитоподобных минералов. По конфигурации каркасов эти минералы можно рассматривать как политипы, у которых общим структурным фрагментом является канкринитовый пакет.

Если рассмотреть элементарную ячейку содалита в гексагональной установке с телесной диагональю в качестве оси c , то получится дважды центрированная, в отличие от примитивной у канкринита, гексагональная ячейка. Параметр a' полученной ячейки равен диагонали грани кубической ячейки содалита и совпадает по величине с параметром a канкринита; параметр c' втрое больше соответствующего параметра канкринита. Элементарная ячейка содалита содержит три канкринитовых пакета, которые последовательно смещены в плоскости $a'b'$ на $1/3$ длины диагонали ячейки. Последовательность чередования шестичленных тетраэдрических колец вдоль оси c соответствует кубической упаковке АВ СА ВС. Каркас содержит три сорта одинаковых колонок, составленных из содалитовых полостей, каждая из которых ограничена восемью шестерными и шестью четверными кольцами тетраэдров.

Каркас канкринита получается простым наложением (без смещений и поворотов) канкринитовых пакетов вдоль оси c . При этом образуются два сорта колонок из канкринитовых полостей и широкие сквозные каналы, образованные по окружности двенадцатью тетраэдрами.

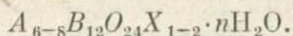
В каркасах канкринитоподобных минералов нет сквозных каналов, характерных для канкринита. Они периодически перекрываются шестерными кольцами, что приводит к образованию колонок из полостей, отличающихся от содалитовой и канкринитовой.

В пределах элементарной ячейки двухпакетный быстрил (AB AC) содержит одну колонку из канкринитовых полостей и две — из быстритовых. В трехпакетном лиоттите (AB AB AC) первая колонка состоит из чисто канкринитовых полостей, вторая — из чередующихся канкринитовых и быстритовых, третья — из лиоттитовых полостей, каждая из которых ограничена семнадцатью шестерными и шестью четверными кольцами тетраэдров. Четырехпакетный каркас афганита (AB AB AC AC) содежит две одинаковые колонки из чередующихся канкринитовых и лиоттитовых полостей, третья построена из канкринитовых. Интересен набор пустот в каркасе пятипакетного францинита. Здесь наблюдаются и кубическая, и гексагональная упаковки шестерных колец — AB CA BC BA CB [Leoni e. a., 1979]. В его каркасе первый сорт колонок представлен чисто содалитовыми полостями, второй — чередующимися содалитовыми и быстритовыми, третий — чередующимися содалитовыми и канкринитовыми полостями.

Таким образом, каркасы канкринитоподобных минералов характеризуются бóльшим, чем в содалитовых и канкринитовых минералах, разнообразием типов пустот. Здесь отмечаются колонки из чисто содалитовых, канкринитовых и бóльших по размеру быстритовых и лиоттитовых полостей, а также колонки, представленные комбинациями из этих полостей. Проведенный анализ строения каркасов позволяет рассматривать канкринитоподобные минералы не только как производные от структуры канкринита, но и выделять их как переходные (промежуточные) структуры между содалитовыми и канкринитовыми минералами.

Изучение спектроскопических свойств афганита [Зия-Зада Ахмед Кули, 1971] показало, что в этом плане минерал ближе к кубическим минералам группы содалита, чем к гексагональному канкриниту. Очевидна и его генетическая близость, как и других канкринитоподобных минералов, с лазуритом. Таким образом, все приведенные данные показывают, что группу канкринита, вероятно, следует разделить на две подгруппы: собственно канкринита (ряд канкринит — вишневит) и дэвина, включающую канкринитоподобные минералы. Последнюю подгруппу в кристаллохимическом отношении следует считать промежуточной между содалитовыми и канкринитовыми минералами.

Несмотря на большое сходство, составы известных в настоящее время канкринитоподобных минералов пересчитываются на разные формулы. Интересные результаты дает единообразный пересчет химических составов на 12 (Si + Al). Большинство полученных формул в своей катионной части соответствует общей кристаллохимической формуле канкринита — вишневита



Исключением является анализ афганита из Сары-Санга [Bariand e. a., 1968], не рассчитывающийся на данную формулу. Вероятно, этот анализ не совсем точен, так как химический анализ аф-

ганита из Прибайкалья хорошо рассчитывается на указанную формулу (см. табл. 21, 22, обр. 15). Вместе с тем суммарное число анионов группы X в канкринитоподобных минералах всегда больше максимально допустимого для минералов ряда канкринит — вишневит ($X = 2$) и близко к $X = 3$. Избыток дополнительных анионов компенсируется более полным заполнением вакансий катионов группы A, суммарное число которых составляет не менее 7,20, и возрастанием роли двухвалентного кальция, который может преобладать в группе A. Повышенное число дополнительных анионов и соответственно кальция наблюдается и в дэвине — давно известном минерале, входящем в группу канкринита [Дир и др., 1966]. Вероятно, дэвин следует также отнести к канкринитоподобным минералам с $z = 1$, на что, исходя из рентгенометрических характеристик, указывают итальянские исследователи [Merlino, Orlandi, 19776]. Весьма вероятно, что структуры канкринитоподобных минералов слагаются именно «дэвиновыми пакетами», и термин «канкринитовый пакет» применяется в настоящей работе лишь в силу относительно хорошей изученности структуры канкринита.

Таким образом, общую формулу канкринитоподобных минералов можно представить в виде: $A_{7-8}B_{12}O_{24}X_3 \cdot nH_2O$ при соответствующем числе формульных единиц на элементарную ячейку от 1 (дэвин) до 14 (сакрофанит).

Гексагональная элементарная ячейка минералов подгруппы дэвина имеет параметр $a \simeq 12,8 \text{ \AA}$ и переменный параметр c , кратный параметру дэвина, что характерно для политипных модификаций. В то же время канкринитоподобные минералы отличаются друг от друга химическим составом и оптическими свойствами, что позволяет рассматривать их как вполне самостоятельные фазы. Подход к этим минералам как к политипам позволяет установить внутреннюю структурную связь между ними.

Глава IV

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Лазуритовые месторождения ранее в геохимическом плане не изучались, поэтому основное внимание уделено выявлению элементов, типоморфных для лазуритовых месторождений, изучению их поведения в процессе формирования месторождений, а также установлению геохимических особенностей отдельных месторождений. Кроме того, несомненный интерес представляет геохимическая характеристика серии магматических пород, образую-

щихся при взаимодействии гранитной магмы с доломитовыми мраморами.

Среди редких элементов, типоморфных для лазуритсодержащих пород, первостепенное значение имеют стронций, барий, бор и бериллий [Иванов, 1976; Иванов и др., 1976]. Первые два элемента характерны для большинства щелочно-карбонатных метасоматитов. Особый интерес представляет бериллий, поскольку гельвин и гентгельвин — минералы-концентраторы бериллия в скарнах — изоструктурны с минералами группы содалита [Дир и др., 1966]. Сведения по геохимии бериллия и бора приведены только для месторождений Прибайкалья.

БАРИЙ

Прибайкалье. Неизмененные доломитовые мраморы этого района характеризуются низкими содержаниями бария (в среднем 0,0017%). В кальцитовых мраморах с магнезиальным кальцитом бария больше почти в два раза. Еще богаче барием кварцево-кальцитовые мраморы, в которых концентрируется на 1—1,5 порядка больше бария (табл. 29).

Формирование кальцифиров и скарнов магматического этапа, очевидно, сопровождается незначительным привносом бария; в этих породах его содержится в 1,4—1,7 раза больше, чем в исходных доломитовых мраморах. В то же время магматические породы существенно (в среднем в 92 раза) обогащены барием. Наибольшие количества Ва установлены в сиенитах (до 0,59%) и субщелочных гранитах (до 0,38%), т. е. барий главным образом накапливается в субщелочных магматических породах, в которых фельдшпатоид в основном представлен калиевым полевым шпатом. Этим обусловлены высокие содержания бария в мигматизированных гнейсах (см. табл. 29).

В породах стадии лазуритообразования количество Ва варьирует от 0,0017 до 0,66%, причем широкие диапазоны концентраций бария характерны и для отдельных типов пород (см. табл. 29). Однако в эту стадию не происходит привноса Ва, а формирующиеся метасоматиты наследуют химизм замещаемых пород в отношении этого элемента, что особенно наглядно проявляется при сравнении отдельных месторождений Прибайкалья, в пределах которых преобладают исходные породы разного состава.

Самые низкие содержания бария отмечены в метасоматитах Тултуйского месторождения, образующихся за счет скарнированных доломитовых мраморов. В этих породах установлены одинаковые содержания бария — соответственно 0,0019—0,0066% (в среднем 0,0035%) и 0,0017—0,0068% (в среднем 0,0035%). В метасоматитах Слюдянского месторождения, развивающихся на контакте доломитовых мраморов с нормальными гранитами или анортозитами, присутствует 0,0024—0,068% Ва, т. е. в отношении этого элемента они наследуют химизм как мраморов, так и

Содержание стронция и бария в породах лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья, вес. %

Порода	Кол-во проб	Стронций		Барий	
		интервал	среднее	интервал	среднее
<i>Метаморфические породы</i>					
Доломитовые мраморы	4	0,0027—0,0080	0,0049	0,0010—0,0022	0,0017
Кальцитовые мраморы с магnezиальным кальцитом	4	0,018—0,019	0,0180	0,0012—0,0052	0,0030
Кварцево-кальцитовые мраморы	3	0,050—0,095	0,079	0,038—0,091	0,059
Гнейсы	1		0,0045		0,063
<i>Породы магматического этапа</i>					
Форстеритовые кальцифиры	6	0,019—0,025	0,0220	0,0015—0,0040	0,0029
Пироксеновые скарны	7	0,0082—0,0270	0,0160	0,0013—0,0035	0,0024
Бiotитовые и пироксеновые граниты	12	0,010—0,055	0,022	0,026—0,287	0,2000
Субщелочные граниты	10	0,018—0,056	0,032	0,14—0,38	0,2200
Сиениты	5	0,025—0,091	0,057	0,25—0,59	0,4600
Нефелиновые сиениты	4	0,016—0,050	0,033	0,029—0,051	0,0420
Апортозиты	6	0,018—0,045	0,028	0,010—0,043	0,0270
Мигматизированные гнейсы	4	0,029—0,089	0,062	0,21—0,55	0,3600
<i>Породы постмагматического этапа</i>					
Перекристаллизованные доломитовые мраморы и кальцифиры (внешние ореолы вокруг лазуритовых пород)	22	0,12—0,57	0,220	0,0017—0,033	0,016
Лазуритовые кальцифиры	13	0,13—0,43	0,220	0,0019—0,045	0,012
Диоксид-лазуритовые породы	15	0,018—0,35	0,116	0,0024—0,66	0,027
Флогопит-лазуритовые »	5	0,022—0,30	0,110	0,027—0,088	0,050
Диоксид-афганитовые »	2	0,18—0,20	0,190	0,10—0,55	0,320
Афганитовый кальцифир	1		0,20		0,063
Флогопитовые кальцифиры	10	0,09—0,44	0,210	0,0054—0,095	0,024
Перекристаллизованные кальцитовые мраморы (внешние ореолы вокруг волластонитовых пород)	7	0,21—0,30	0,250	0,016—0,050	0,031
Волластонитовые породы	3	0,04—0,15	0,100	0,045—0,095	0,067
Постлазуритовые »	6	0,035—0,50		0,023—0,48	

магматических пород (см. табл. 29). От 0,0047 до 0,66 % Ba содержат метасоматиты на Мало-Быстринском месторождении, где магматические породы главным образом представлены субщелочными гранитами или сиенитами. Предельные концентрации характерны для карбонатных и вмещающих магматических пород.

Наследование химизма исходных пород в отношении бария устанавливается и в случае метасоматитов — фациальных аналогов

лазуритовых пород. Так, апосиенитовые диопсид-афганитовые метасоматиты Мало-Быстринского месторождения содержат 0,32 Ва, а волластонитовые породы, замещающие кварцево-кальцитовые мраморы, по содержанию бария близки к последним (см. табл. 29). Характерно, что среди флогопит-кальцитовых пород максимально обогащены барием метасоматиты этого же месторождения (в среднем 0,055%), тогда как породы Слюдянского и Тултуйского месторождений соответственно содержат в среднем 0,020 и 0,014% Ва.

На Слюдянском и Мало-Быстринском месторождениях в разрезах доломитовый мрамор — апосиликатная порода наблюдается закономерное увеличение содержания бария (рис. 11). На Слюдянском месторождении в перекристаллизованных мраморах в среднем присутствует 0,0163% Ва, в лазуритовых кальцифирах — 0,0203, в диопсид-лазуритовых породах — 0,0265% Ва; на Мало-Быстринском месторождении соответственно 0,0214, 0,0286, 0,35% Ва. Обращает на себя внимание, что в перекристаллизованных мраморах и лазуритовых кальцифирах рассматриваемых месторождений заметно больше бария, чем в неизмененных мраморах. Возможно, в процессе биметасоматического лазуриитообразования наряду с диффузией кремния и алюминия из алюмосиликатных пород в сторону доломитового мрамора диффундирует и барий. Характерно отсутствие заметного изменения количества бария при лазуритизации скарнированных мраморов Тултуйского месторождения (вне контакта с магматическими породами).

В метасоматитах стадии лазуриитообразования барий концентрируется в кальците (табл. 30), флогопите (до 0,87%) и лазурите (до 0,11%). Наиболее важна геохимическая специфика кальцитов, которые в значительной степени наследуют химизм вмещающих пород в отношении бария. Кальциты из метасоматитов Тултуйского месторождения бедны барием (в среднем 0,0046%), Слюдянского и Мало-Быстринского содержат в среднем 0,0254%. Максимально обогащены барием кальциты из диопсид-лазуритовых пород (в среднем 0,087%). По разрезам проанализированы кальциты из метасоматитов Мало-Быстринского месторождения. Полученные данные свидетельствуют о том, что по направлению к замещаемой алюмосиликатной породе кальциты становятся все более бариевыми. В кальцитах из перекристаллизованных мраморов содержится 0,0216% Ва, из лазуритовых кальцифиров — 0,0298, из диопсид-лазуритовых пород — 0,094% Ва.

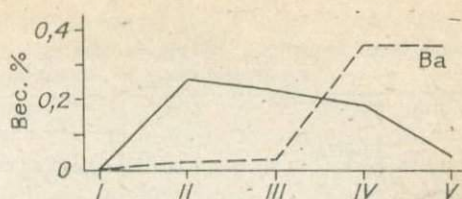


Рис. 11. Средние содержания стронция и бария в породах разреза доломитовый мрамор — алюмосиликатная порода на Мало-Быстринском месторождении.

I — доломитовый мрамор; II — перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор; III — лазуритовый кальцифир; IV — диопсид-лазуритовая порода; V — алюмосиликатная порода.

Содержание стронция и бария в кальцитах из пород лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья, вес. %

Порода	Кол-во проб	Стронций		Барий	
		интервал	среднее	интервал	среднее
Доломитовые мраморы	3	0,025—0,033	0,028	0,0010—0,0016	0,0013
Кальцитовые мраморы с магниальным кальцитом	3	0,018—0,058	0,030	0,0012—0,0082	0,0047
Форстеритовые кальцифиры	3	0,026—0,035	0,032	0,0022—0,0053	0,0040
Перекристаллизованные доломитовые мраморы и кальцифиры (внешние ореолы вокруг лазуритовых пород)	20	0,13—0,66	0,24	0,0046—0,0508	0,014
Лазуритовые кальцифиры	11	0,21—0,71	0,36	0,0032—0,0760	0,017
Диоксид-лазуритовые породы	7	0,38—0,88	0,69	0,072—0,120	0,087
Перекристаллизованные кальцитовые мраморы (внешние ореолы вокруг волластонитовых пород)	3	0,22—0,26	0,24	0,024—0,044	0,031

Таблица 31

Содержание стронция и бария в породах Ляджвардаринского лазуритового месторождения, вес. %

Порода	Кол-во проб	Стронций		Барий	
		интервалы	среднее	интервалы	среднее

Породы магматического этапа

Форстеритовые кальцифиры	4	0,0038—0,095	0,035	0,0020—0,012	0,0074
Существенно форстеритовые скарны	2	0,0019—0,019	0,010	0,0088—0,012	0,010
Пироксеновые скарны	5	0,0030—0,0055	0,0037	0,0020—0,0096	0,0039
Бiotитовый гранит	1		0,0098		0,038
Сиенит			0,010		0,31

Породы постмагматического этапа

Нефелин-кальцит-кальцишпатовые породы	2	0,0081—0,012	0,010	0,0035—0,0037	0,0036
Диоксид-лазуритовые породы	4	0,0053—0,018	0,010	0,012—0,087	0,040
Лазурит-кальцит-кальцишпатовая порода	1		0,015		0,090
Лазуритовый кальцифир	1		0,027		0,0058
Флогопитовые породы	2	0,0021—0,0029	0,0025	0,24—0,25	0,245
Диоксид-скаполитовая порода	1		0,048		0,0069

Памир. Все отмеченные выше закономерности распределения бария в породах лазуритовых месторождений Прибайкалья прослеживаются и на Ляджвардаринском месторождении (табл. 31). Степень скарнирования доломитовых мраморов на этом месторождении высокая и не затронутых этим процессом вмещающих пород не обнаружено. Наименее скарнированные форстеритовые кальцифиры с наибольшим количеством реликтового доломита содержат 0,0020% Ва, что, вероятно, и отвечает предельным содержаниям этого элемента в исходном мраморе. Это значение вполне соответствует концентрации бария в доломитовых мраморах Прибайкалья и может быть принято как фоновое для Ляджвардаринского месторождения.

Повышенная интенсивность скарнирования мраморов, очевидно, предопределила повышенное среднее содержание бария в форстеритовых кальцифирах Ляджвардары (в 2,5 раза) по сравнению с Прибайкальем (см. табл. 31). Еще более высокие содержания бария (в среднем 0,01%) установлены в форстеритовых скарнах (шпинель-и диоксидсодержащих). В то же время в пироксеновых скарнах устанавливаются более низкие его концентрации (в среднем 0,0039%), что, очевидно, связано с меньшей изоморфной емкостью диоксида в отношении этого элемента. Отмечается строгая зависимость содержания бария от пространственного положения скарнов: контактовые пироксеновые обогащены барием (в среднем 0,0052%), а внеконтактные по уровню его содержания соответствуют исходным мраморам (0,0020—0,0021%).

Наиболее богаты барием магматические породы месторождения: биотитовые граниты содержат 0,038, сиениты — 0,31%.

На постмагматическом этапе привноса бария не наблюдается и новообразованные минеральные ассоциации наследуют барий исходных пород. На Ляджвардаринском месторождении более четко проявились процессы перераспределения бария по зонам метасоматитов. В частности, нефелиновые породы стадии калишпатизации содержат в среднем 0,0036% Ва — на порядок и более ниже, чем в исходных и магматических нефелиновых породах Прибайкалья; низки (по сравнению с исходными) содержания бария в диоксид-скаполитовых породах тел флогопитоносных метасоматитов (0,0069%). В то же время флогопитсодержащие метасоматиты обогащены этим элементом (до 0,25%).

При существенной вариации значений (крайние значения различаются более чем в семь раз) среднее содержание бария в диоксид-лазуритовых породах составляет 0,040%, что близко к его содержанию в биотитовых гранитах, которые являются главным субстратом при лазуритообразовании. В редких на Ляджвардаринском месторождении лазуритовых кальцифирах устанавливается 0,0058% Ва, причем большую роль в его концентрировании играет лазурит, так как главный минерал породы — кальцит — содержит 0,0047% Ва. Среди лазуритоносных метасоматитов максимальные содержания бария характерны для лазурит-кальцит-калишпатовых пород (см. табл. 31).

По уровням концентрирования бария породы Ляджвардаринского месторождения наиболее сопоставимы с метасоматитами Слюдянского месторождения в Прибайкалье.

СТРОНЦИЙ

Прибайкалье. Доломитовые мраморы прибайкальских месторождений, не затронутые процессами скарнирования и лазуритизации, характеризуются минимальными содержаниями стронция (в среднем 0,0049%), которые установлены только в неизмененных гнейсах (см. табл. 29). Относительно обогащены стронцием кальцитовые мраморы с магниезальным кальцитом (в среднем в 3,6 раза). Еще выше концентрации стронция в кварцево-кальцитовых мраморах харагольской свиты — в среднем 0,079% (см. табл. 29).

Скарнирование доломитовых мраморов, связанное с магматическим этапом, сопровождается привнесением стронция; в форстеритовых кальцифирах его содержится в 3—7 раз больше, а в пироксеновых скарнах — в 3—4 раза больше, нежели в исходных доломитовых мраморах. Для сравнения отметим, что мигматизированные гнейсы содержат на порядок больше стронция, чем неизмененные гнейсы (см. табл. 29). В магматических породах в среднем устанавливается 0,035% Sr, что в 1,6—2,2 раза больше, чем в кальцифирах и скарнах, и в 7,2 раза больше среднего его содержания в доломитовых мраморах. В то же время количество стронция в магматических породах варьирует в зависимости от их состава. В наибольшей степени этим элементом обогащены сиениты (в среднем 0,057%), а обеднены — биотитовые граниты (в среднем 0,013%). В остальных типах магматических пород его содержится от 0,028 до 0,033%.

На постмагматическом этапе происходит дальнейший привнос стронция. Породы стадии лазуритообразования в среднем содержат 0,11—0,22% Sr, что в 22—45 раз больше, чем в доломитовых мраморах, и в 5—14 раз выше, чем в скарнах и кальцифирах магматического этапа. В целом в лазуритсодержащих породах количество стронция несколько уменьшается (в среднем в 1,9 раза) по направлению к замещающей алюмосиликатной породе (см. табл. 29). Самые высокие содержания стронция установлены в перекристаллизованных и кальцитизированных мраморах и измененных кальцифирах (до 0,57%), а минимальные концентрации (0,018—0,022%) — в диоксид- и флогопит-лазуритовых метасоматитах, развивающихся за счет алюмосиликатных пород (см. табл. 29). Вариации средних содержаний стронция в породах разреза доломитовый мрамор — алюмосиликатная порода показаны на рис. 11.

По содержанию стронция различаются лазуритовые породы месторождений и отдельных участков, формировавшихся в неодинаковых геологических условиях, прежде всего в тектоническом отношении. Так, в перекристаллизованных мраморах и кальцифи-

рах Мало-Быстринского месторождения в среднем отмечается 0,253% Sr, Слюдянского — 0,238, Тултуйского — 0,176% Sr. В лазуритовых кальцифирах средние концентрации стронция соответственно равны 0,267%, 0,243 и 0,185%, во флогопит-кальцитовых породах — 0,28%, 0,20 и 0,17% Sr. В диопсид-лазуритовых породах Мало-Быстринского месторождения в среднем присутствует 0,182% Sr, а в аналогичных метасоматитах Слюдянского месторождения — 0,051% Sr. Видимо, процессы брекчирования и будинажа способствуют интенсивному преобразованию вмещающих пород и, следовательно, накоплению стронция в лазуритоносных метасоматитах.

Важнейшим минералом-концентратором стронция в породах стадии лазуритообразования является кальцит, в котором содержится 0,13—0,88% Sr, что в 5,2—25,0 раз больше, чем в кальцитах из кальцифиров и доломитовых мраморов (в среднем в 14,3 раза). В отличие от валовых концентраций содержание стронция в кальцитах возрастает по мере приближения к контакту с замещаемой алюмосиликатной породой, т. е. по направлению к зоне просачивания воздействующего раствора. В кальцитах из диопсид-лазуритовых пород в среднем присутствует 0,69% Sr, что в 1,9—2,9 раза больше, чем в лазуритовых кальцифирах и перекристаллизованных мраморах (см. табл. 29).

Повышенные количества стронция отмечаются и в лазуритах — от 0,059 до 0,16% (в среднем 0,11%). Роль лазурита как концентратора стронция особенно велика в диопсид-лазуритовых породах, содержащих не более 16% кальцита и до 60% лазурита. В диопсиде из этих пород содержится 0,002—0,003% Sr.

Фациальные аналоги лазуритовых пород также являются высокостронциевыми образованиями (см. табл. 29). В афганитовых кальцифирах и афганит-диопсидовых породах отмечается 0,18—0,20% Sr, т. е. в 8,6—38,8 раза больше, чем в мраморах и скарнах. Столь же высока разница в содержании стронция между последними, с одной стороны, и флогопит-кальцитовыми и диопсид-скаполитовыми породами — с другой. В меньшей мере различаются кварцево-кальцитовые мраморы и волластонитсодержащие метасоматиты, что обусловлено более высоким уровнем содержания стронция в исходных мраморах (см. табл. 29).

Пампр. Поведение стронция в породах Ляджвардаринского месторождения существенно отличается от его поведения в породах лазуритовых месторождений Прибайкалья.

Форстеритовые кальцифиры Ляджвардаринского месторождения в среднем содержат 0,035% Sr, что в 1,6 раза больше, чем в аналогичных породах Прибайкалья (см. табл. 29). При этом наблюдаются очень широкие и в то же время закономерные вариации в содержаниях стронция в кальцифирах в зависимости от степени скарнирования исходных мраморов. Наименее скарнированные разновидности (именно в них установлены минимальные концентрации бария) содержат 0,0038% Sr. С увеличением степени скарнирования в породах увеличивается количество форстерита и

Кальцита, закономерно возрастает (в 25 раз) и содержание стронция (0,095%). Поэтому в данном случае минимальное содержание стронция в форстеритовых кальцифирах, несмотря на то что оно даже меньше среднего уровня этого элемента в доломитовых мраморах Прибайкалья, не может быть принято за фоновое содержание стронция во вмещающих породах. Вероятно, его содержание в исходных доломитовых мраморах было заметно ниже 0,0038% Sr. В форстеритовых кальцифирах стронций преимущественно концентрируется в кальците, поскольку шпинель-форстеритовые скарны, резко обедненные кальцитом, по сравнению с кальцифирами того же минерального состава содержат всего 0,0019% Sr. Среди пород магматического этапа наименьшие средние содержания стронция наблюдаются в пироксеновых скарнах (в среднем 0,0037%), биотитовые граниты Ляджвардаринского месторождения содержат 0,0098%, что приближается к минимальным содержаниям этого элемента в аналогичных породах Прибайкалья (см. табл. 29, 31). В то же время сиениты Ляджвардаринского месторождения содержат в 2,5 раза меньше стронция, чем обедненные стронцием сиениты Прибайкалья.

В целом на магматическом этапе устанавливается привнос стронция, который в отличие от месторождений Прибайкалья концентрируется главным образом в кальцифирах, а не в магматических породах.

На постмагматическом этапе формирования Ляджвардаринского месторождения не происходит дальнейшего привноса стронция и поведение этого элемента в общих чертах аналогично поведению бария. Средние содержания стронция в нефелиновых породах стадии калишпатизации и диопсид-лазуритовых породах полностью соответствуют уровню его содержания в исходных магматических образованиях (см. табл. 31). В лазуритовых кальцифирах установлено 0,027% Sr, причем лазурит, по-видимому, почти не содержит стронция, поскольку в кальцитах из этих пород установлено 0,037% Sr. Присутствием относительно обогащенного стронцием кальцита объясняется некоторое увеличение содержания этого элемента в апосиликатных лазурит-кальцит-калишпатовых породах (до 0,015%). Среди апогранитоидных пород постмагматического этапа максимальные концентрации стронция наблюдаются в диопсид-скаполитовых (0,048%), которые соседствуют с флогопитоносными метасоматитами, содержащими в среднем 0,0025% Sr.

БЕРИЛЛИЙ

Неизменные мраморы содержат в среднем 0,21 г/т Be. При скарнировании доломитовых мраморов в магматический этап не наблюдается никаких существенных изменений в концентрации бериллия. Форстеритовые кальцифиры содержат от 0,1 до 0,3 г/т, в среднем 0,19 г/т. Пироксеновые скарны, образованные

за счет доломитовых мраморов (вне контакта с гранитоидами), содержат в среднем 0,27 г/т Be.

Магматические породы характеризуются на порядок более высокими содержаниями бериллия (в среднем 5,3 г/т), что близко к его кларку для гранитов (5,5 г/т [Виноградов, 1962]). Тем не менее распределение бериллия в гранитоидах крайне неравномерно и зависит от типа гранитоидов и различных контактовых воздействий. Биотитовые граниты содержат в среднем 2,2 г/т Be, что близко совпадает с концентрацией этого элемента в мигматизированных гнейсах (в среднем 2,8 г/т), тогда как неизменные биотит-гранатовые гнейсы содержат 4,5 г/т Be. Более высокие его содержания (в среднем 8,2 г/т) наблюдаются в пироксеновых гранитах. В наибольшей степени обогащаются этим элементом эндоконтактовые фации гранитоидов. Анортозиты содержат в среднем 8,1 г/т Be, а в породах нефелин-сиенитового состава отмечается до 26,0 г/т Be (в среднем 13,8 г/т). При этом следует отметить, что анортозиты возникают главным образом в эндоконтактах биотитовых гранитов. Подобная тенденция характерна и для пород граносиенитового состава, содержащих в среднем 1,4 г/т Be. Так, в граносиените, содержащем 0,55 г/т Be, по мере приближения к контакту с мраморами содержание бериллия закономерно увеличивается до 2,4 г/т, хотя минеральный состав породы существенно не меняется. Минимальные концентрации бериллия в магматических породах устанавливаются для сиенитов (в среднем 0,5 г/т), состоящих исключительно из калинатрового полевого шпата. Увеличение содержания элемента в эндоконтактах гранитных тел, очевидно, сопровождается и накоплением его в пироксеновых скарнах экзоконтакта, содержащих от 0,45 до 2,4 г/т Be.

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

БОР

В проанализированных пробах доломитовых мраморов обнаружены (около 80%) близкие содержания бора (10—18 г/т, в среднем около 12 г/т). Но в ряде случаев доломитовые мраморы содержат

значительно большие количества бора (до 70 г/т) без каких-либо видимых изменений их минерального состава. Неизменные гнейсы содержат около 12 г/т В. Большая часть магматических пород по уровню содержания бора образует компактную группу с разбросом от 8 до 15 г/т В. При этом намечается ряд: сиенит, нефелиновый сиенит (8—9 г/т В) — субщелочной гранит (10—11 г/т В) — биотитовый гранит (15 г/т В), т. е. наблюдается увеличение содержания бора от щелочных гранитоидов к породам нормального ряда. Повышенные содержания бора отмечаются в аортозитах (в среднем 46 г/т), что, вероятно, связано с преимущественным вхождением элемента в решетку основных плагиоклазов [Александров и др., 1968]. Мигматизированные гнейсы содержат в среднем около 8 г/т В. В пироксеновых скарнах и форстеритовых кальцифирах магматической стадии в среднем содержится 15 г/т В. Таким образом, привноса бора на магматическом этапе не наблюдается.

Существенно обогащены бором постмагматические породы, причем привнос бора происходит в стадию лазуритообразования. В то же время он накапливается исключительно в преобразованных магнезиальных скарнах, тогда как лазуритовая минерализация развивается главным образом по алюмосиликатным породам. Диопсид-лазуритовые породы содержат всего 6—17 г/т В, т. е. полностью наследуют бор замещаемых алюмосиликатных пород. Более высокие содержания бора (до 200 г/т) наблюдаются в лазуритовых кальцифирах, образованных за счет кальцифиров 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 бора фиксируются в преобразованных пироксеновых скарнах (до 450 г/т) и в безлазуритовых перекристаллизованных мраморах и кальцифирах, слагающих внешние ореолы лазуритоносных тел (до 750 г/т). Характерная особенность месторождения бора в магнезиальных скарнах — отчетливо выраженная избирательность боратого оруденения в отношении состава скарнов [Шабьнин, 1964; Перцев, 1971]. Как правило, бораты сосредоточиваются в зонах шпинель-пироксеновых (пироксеновых) скарнов и кальцифиров. При этом все условия, неблагоприятные для развития или сохранения этих зон метасоматической колонки, будут одновременно неблагоприятными и для появления на данном участке боратого оруденения. Интенсивная тектоническая деятельность, нередко сопровождающая образование лазуритоносных метасоматитов, в большинстве случаев не способствует сохранению магнезиальных скарнов магматического этапа. Этим, вероятно, объясняется полное отсутствие аномальных содержаний бора в породах наиболее крупного Мало-Быстринского лазуритового месторождения.

Повышенные содержания бора характерны и для фациальных аналогов лазуритосодержащих пород, развивающихся в магнезиальной и известково-магнезиальной среде (до 120 г/т в афганито-

вых, до 170 г/т во флогопитовых кальцифирах), тогда как в волластонитовых метасоматитах устанавливается всего 4—10 г/т.

Высокие содержания бора в некоторых породах лазуритовых месторождений указывают на наличие в них борной минерализации. Единственным борсодержащим минералом, обнаруженным в настоящее время, является турмалин. Он встречен в измененных кальцифирах Тултуйского и Талинского месторождений в виде отдельных зерен в ассоциации с диопсидом, флогопитом, кальцитом, графитом и реликтовым доломитом. Цвет желтый, оранжевый, зеленый. Встречаются полихромные разности. Рентгеновское изучение минерала (аналитик Л. А. Богданова) выявило его принадлежность к «скарновым турмалинам» в понимании Н. Н. Перцева [1971] с 60%-ной драгитовой составляющей ($a = 15,948$; $c = 7,204$ Å; $c/a = 0,4517$). Присутствие этого минерала в скарновых ассоциациях свидетельствует о высокой концентрации B_2O_3 в растворах, достаточной для отложения в более благоприятной среде боратов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Для геохимической характеристики магматических пород лазуритовых месторождений последние были изучены в отношении ряда редких элементов (табл. 32). Согласно полученным данным, средний редкоэлементный состав гранитов лазуритовых месторождений ближе всего соответствует выделенному Л. В. Таусоном [1977] геохимическому типу ультраметаморфических гранитов. Характерными являются высокое содержание бария и пониженная концентрация элементов группы железа (Cr, Ni, V).

Вместе с тем на месторождениях представлены граниты резко различной щелочности, что сказывается и на редкоэлементном составе пород. Наиболее наглядно эта зависимость выражается в поведении редких щелочей. Так, среднее содержание лития в изученных гранитах (18 г/т) более чем в 1,5 раза превышает его среднее содержание в гранитах ультраметаморфического типа [Таусон, 1977], причем концентрация лития возрастает с увеличением щелочности пород (см. табл. 32). Максимальная концентрация этого элемента отмечается в щелочных породах эндоконтакта — щелочных (46 г/т) и нефелиновых (101 г/т) сиенитах. Общеизвестна геохимическая связь цезия и рубидия с калием. Изученные граниты не являются исключением. Высококалиевые биотитовые граниты содержат повышенные концентрации цезия и рубидия, заметно превышающие средние значения содержания этих элементов не только в «ультраметаморфических» гранитах [Таусон, 1977], но и в «среднем граните» [Виноградов, 1962]. Снижение содержания калия в пироксеновых и субщелочных гранитах приводит к закономерному уменьшению в них концентрации рубидия и цезия.

Средние содержания редких элементов в магматических

№ п/п	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Pb	Zn	Sn	Cr	Ni
1	40	200	5	300	830	20	60	3,0	25	8
2	11	140	—	280	2800	14	43	2,8	6,0	4,0
3	18	216	5,0	265	1980	23,1	27,6	4,0	9,8	6,9
4	7	307	7,0	130	1450	—	—	—	10,8	7,8
5	26	176	5,0	300	2600	25,5	34,7	3,3	8,1	5,9
6	18	166	3,5	320	2200	15,9	17,0	6,2	12,0	8,1
7	46	120	6,0	570	4600	13,2	—	1,4	5,8	0,8
8	4	768	20	280	4100	26,2	114	3,6	2,2	—
9	—	—	—	280	270	25,6	11,0	10,0	3,4	2,0
10	101	132	20	330	420	2,0	—	4,4	6,6	7,1
11	15	111	—	78	405	7	53	3,6	5,5	1,6

Примечание. 1 — граниты [Виноградов, 1962]; 2 — ультраметаморфические новые, 6 — субщелочные; 7 — щелочные сyenиты; 8 — сyenиты; 9 — анортзиты;

Данные по распределению олова, свинца и цинка в магматических породах месторождений из-за небольшого числа определений следует считать сугубо предварительными. Для свинца и цинка в первом приближении устанавливается уменьшение содержания от пород нормального ряда к щелочным (см. табл. 32).

Из элементов группы железа в гранитах определенные закономерности выявляются для ванадия и кобальта, наибольшие содержания последнего отмечаются в биотитовых гранитах (в среднем 10,4 г/т.) С возрастанием щелочности пород концентрация в них кобальта резко снижается (до 4,0 в субщелочных гранитах). Дальнейшее снижение содержания кобальта наблюдается и в породах эндоконтактных фаций (см. табл. 32). Ванадий же, наоборот, накапливается в субщелочных гранитах. Наблюдаемое распределение Co и V, по всей вероятности, никак не связано с концентрацией и поведением щелочей. Одинаковое и низкое содержание железа в изучаемых породах также не должно оказывать влияние на распределение указанных элементов, хотя именно лейкократовый состав ультраметаморфических гранитоидов является причиной общего низкого содержания в них элементов группы железа. Повидимому, поведение Co и V в изученных породах, так же как и поведение щелочных металлов, обусловлено влиянием вмещающих пород.

Содержание циркония в гранитах лазуритовых месторождений почти вдвое превышает среднее для ультраметаморфических гранитоидов, приближаясь к «среднему граниту» [Виноградов, 1962]. Распределение циркония по гранитам различной щелочности (см. табл. 32) однозначно свидетельствует о его приуроченности к щелочным фациям. Минералом-концентратором циркония является циркон — типичный аксессуарный минерал изученных гранитов.

Низкое содержание летучих, в частности фтора, характерно для ультраметаморфических гранитоидов [Таусон, 1977]. Граниты

породах лазуритовых месторождений Прибайкалья, г/т

Co	V	Cu	Sc	Zr	$\Sigma TR+Y$	F	B	Be	$\Sigma Cl/\Sigma Y$	La/Yb
5	40	20	3	200	292	0,08	15	5,5	3,5	15
3,0	9	17,0	—	90	—	0,02	—	0,6	—	—
5,3	12,8	15,2	7,4	171	214	0,03	13,7	5,3	8,6	28
10,4	9,7	21,3	15,0	68	101	0,02	15,8	2,2	10,6	20
4,6	11,0	13,1	6,8	183	235	0,04	11,8	8,2	7,0	29
4,0	17,4	15,6	6,2	178	217	0,02	10,6	4,7	11,4	69
0,7	5,7	3,9	9,0	84	332	0,01	7,8	0,5	22,4	135
3,5	24,0	8,0	8,8	644	—	0,04	11,0	5,5	5,3	10,3
1,6	3,6	20,9	4,5	69	160	0,07	46	8,1	13,0	52
1,8	6,7	9,5	3,5	70	66	0,04	9,2	13,8	1,9	10
1,0	18	2,4	2,5	250	—	0,08	16	3,2	—	18

граниты [Таусон, 1977]; 3—6 — граниты (в том числе: 4 — биотитовые, 5 — пироксен-
10 — нефелиновые, сиениты; 11 — нефелиновые породы [Левинский, 1978]).

лазуритовых месторождений не являются исключением; они характеризуются пониженной концентрацией редких земель по сравнению со «средним гранитом» (см. табл. 32); наблюдается накопление этих элементов при увеличении щелочности пород. В этом же направлении растут роль легких лантаноидов относительно тяжелых и лантан-иттербиевое отношение. Повышенной щелочно-метальностью гранитов, вероятно, обусловлено избирательное накопление легких лантаноидов — более резкое, чем в среднем для гранитов.

В целом граниты лазуритовых месторождений по геохимической характеристике принадлежат к ультраметаморфическому типу гранитов. При этом вариации в содержании ряда редких элементов свидетельствуют о том, что они образовались в условиях начавшихся перемещений и дифференциации гранитной магмы.

Возникновение эндоконтактовых фаций гранитоидов сопровождается существенными изменениями минерального и химического состава магматических пород — вплоть до появления недосыщенных кремнекислотой щелочных и основных пород. Данные табл. 32 показывают, что основным фактором, определяющим редкоэлементную характеристику пород эндоконтакта, является их генетическое родство с гранитоидами. Абсолютное большинство цифровых характеристик гранитоидов и их эндоконтактовых фаций имеют значения одного порядка. Даже такие специфические породы, как нефелиновые сиениты и анортозиты, по редкоэлементному составу более сопоставимы с гранитами главной фации, чем с типичными щелочными или основными магматическими породами. В то же время резкое изменение состава пород, появление в эндоконтактовых фациях основных плагиоклазов или нефелина существенно влияют на концентрирование отдельных элементов. Отмеченные закономерности в распределении редких элементов в гранитах в зависимости от их щелочности (степени влияния вме-

щающих пород) при переходе к эндоконтактовым фациям обычно нарушаются, лишь для немногих элементов сохраняются намеченные тенденции. Так, содержание лития (см. табл. 32) увеличивается с возрастанием щелочности пород вне зависимости от их минерального состава. Концентрация рубидия в гранитах и в породах эндоконтакта контролируется главным образом содержанием калия, достигая максимума в обогащенных калишпатом щелочных сиенитах. Уменьшение содержания свинца связано с возрастанием щелочности магматических пород, поскольку в породах нормального ряда, включая анортозиты, количество свинца практически не меняется (25,5—26,2γ). Падение же концентраций кобальта по направлению к контакту с вмещающими породами не зависит от щелочности магмы и наблюдается в обоих типах эндоконтактов.

Остальные элементы обнаруживают более сложную зависимость распределения в разрезах магматических пород. Их поведение требует дальнейшего изучения с привлечением дополнительного фактического материала. Вместе с тем имеющиеся данные показывают, что изучавшиеся эндоконтактовые нефелиновые сиениты и анортозиты по геохимической характеристике не имеют аналогов среди известных магматических пород сходного минерального состава. Спецификой их редкоэлементного состава является близость к ультраметаморфическим гранитам, с которыми они связаны генетически.

Глава V

ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Приведенные геологические и петрографические данные показывают, что среди пород, возникших в магматический этап, выделяются магматические и метасоматические образования. Путем кристаллизации из расплава формировались гранитоиды, сиениты, нефелиновые сиениты, анортозиты. Об этом свидетельствуют взаимоотношения этих пород с вмещающими породами, их текстурно-структурные особенности. Магнезиально-скарновые же породы имеют метасоматическое происхождение, что определяется их четким развитием по доломитовым мраморам, наличием реликтов последних в скарновых породах. Образование скарновых пород в магматический этап устанавливается по обычным геологическим признакам: пересечению их апофизами магматических пород, наличию среди последних реликтов скарнов. Характерно, что на контакте со скарнами сами магматические породы изменениям не подвергаются, т. е. скарнообразование в основном про-

текало тогда, когда магматические породы еще не закристаллизовались. Вместе с тем приуроченность скарнов к контактам с магматическими породами, однотипность минерального и химического состава контактовых и внеконтактовых скарнов, зависимость степени скарнирования мраморов от степени инъецирования последних магматическими породами указывают на то, что процессы магматизма и скарнообразования неразрывно связаны между собой и близки по времени. Поэтому они рассматриваются как одноэтапные образования, пространственно и генетически взаимосвязанные. В то же время общий объем метасоматически измененных мраморов во много раз превышает объем заключенных в них магматических пород. Видимо, последние являются лишь частичным источником скарнирующих магматогенных растворов. Исключительно важную роль в формировании магнезиальных скарнов, да и самих магматических пород, очевидно, играли ювенильные гранитизирующие растворы, при посредстве которых совершились метасоматические преобразования метаморфических толщ.

Возможный механизм формирования магматических пород

Основным типом магматических пород являются граниты, состав которых зависит от пространственного расположения внутри пластов доломитовых мраморов и степени скарнирования последних. По большинству основных петрохимических характеристик граниты различных типов близки (табл. 33). Характеристики b и c практически одинаковы для всех гранитов. Изменения значений характеристик s и a перекрываются их вариациями внутри каждого типа и могут быть выявлены только статистически. Все это свидетельствует о внутреннем единстве гранитов, когда незначительные изменения щелочности гранитного расплава могли приводить к формированию их различных типов.

Граниты лазуритовых месторождений характеризуются высокой щелочнометальностью. Параметр a варьирует в гранитах от 14,5 до 20,6 (в среднем $a = 17,4$), что заметно превышает среднее даже для щелочных гранитов [Заварицкий, 1956; Коваленко, 1977]. Вместе с тем высокая общая щелочнометальность выявляется на фоне резко варьирующих концентраций калия и натрия в различных типах гранитов. Высокая щелочнометальность биотитовых гранитов определяется прежде всего высоким содержанием калия, а для субщелочных гранитов характерно резкое преобладание натрия. При этом в наибольшей степени влияние вмещающих доломитовых мраморов на состав кристаллизующейся магмы проявилось именно при формировании субщелочных гранитов, а в наименьшей — при формировании биотитовых.

Таким образом, влияние доломитовых мраморов выражается в закономерном возрастании натровости пород в ряду возрастающей щелочности: биотитовый гранит — пироксеновый гранит —

Петрохимические характеристики магматических пород лазуритовых месторождений (по А. Н. Заварицкому)

Характеристика	П-1/3	100а	376-6	С-4-1	ЛК-37-IX	С-7-XI	ЛК-55-1
	1	2	3	4	5	6	7
<i>S</i>	81,6	78,1	79,3	77,3	77,1	77,7	78,9
<i>a</i>	16,4	18,3	18,6	20,6	18,2	18,0	16,4
<i>c</i>	0,3	1,0	0,5	0,8	1,3	0,8	1,3
<i>b</i>	1,6	2,6	1,5	1,3	3,4	3,5	3,4
<i>Q</i>	30,2	18,6	21,9	12,6	16,5	15,1	23,7
<i>a/c</i>	54,7	18,3	37,2	25,8	14,0	22,5	12,6
<i>c'</i>	25,0	38,5	17,4	23,7	42,0	—	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	26,9	52,9
<i>m'</i>	25,0	59,0	26,1	26,3	20,0	57,7	31,4
<i>f'</i>	50,0	2,5	56,5	50,0	38,0	15,4	15,7
<i>n'</i>	22,3	27,0	39,9	36,4	33,7	43,8	58,8
<i>t</i>	0	0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
φ	33,3	—	52,2	42,1	36,0	—	13,7

Продолжение табл. 33

Характеристика	С-9-II	С-8-1	С-2-1	Ту-1-VIII	ЛК-30-1	С-6-1	С-7-XII
	8	9	10	11	12	13	14
<i>S</i>	81,4	79,6	78,2	77,4	80,1	72,5	73,7
<i>a</i>	14,5	18,3	17,1	18,8	15,6	19,1	21,5
<i>c</i>	0,9	0,7	1,1	-0,1	1,8	2,8	2,0
<i>b</i>	3,2	1,4	3,6	3,7	2,5	5,6	2,8
<i>Q</i>	32,9	21,9	21,1	17,1	27,2	4,0	2,4
<i>a/c</i>	16,1	26,1	15,5	188	8,7	6,8	10,8
<i>c'</i>	—	—	23,6	51,8	26,3	—	—
<i>a'</i>	52,1	9,5	—	—	—	46,3	17,5
<i>m'</i>	12,5	28,6	21,8	8,9	39,5	22,0	75,0
<i>f'</i>	35,4	61,9	54,6	39,3	34,2	31,7	7,5
<i>n'</i>	62,6	61,7	69,1	65,9	92,0	75,9	53,0
<i>t</i>	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,7	0,4
φ	29,2	57,1	50,9	39,3	31,6	18,3	—

Продолжение табл. 33

Характеристика	С-7-1	568-с	С-7-II	С-7-XXI	ЛК-55-II	ЛК-31/4	ЛК-33/2
	15	16	17	18	19	20	21
<i>S</i>	73,0	68,8	65,6	63,9	64,3	58,2	55,1
<i>a</i>	22,0	16,5	11,1	7,8	19,6	33,6	41,8
<i>c</i>	2,1	7,3	19,7	23,1	4,7	3,3	0
<i>b</i>	2,9	7,4	3,6	5,2	11,3	4,9	3,1
<i>Q</i>	-0,1	-2,7	-10,7	-10,9	-15,2	-54,1	-73,4

Характеристика	С-7-1	568-с	С-7-II	С-7-XXI	ЛК-55-II	ЛК-31/4	ЛК-33/2
	15	16	17	18	19	20	21
<i>a/c</i>	10,5	2,3	0,6	0,3	4,2	10,2	—
<i>c'</i>	—	—	45,3	56,6	—	—	—
<i>a'</i>	56,1	81,6	—	—	74,3	72,6	29,3
<i>m'</i>	41,5	18,4	47,6	41,7	23,6	12,9	41,4
<i>f'</i>	2,4	0	7,1	1,7	2,1	14,5	29,3
<i>n'</i>	51,8	87,3	92,4	93,3	71,1	85,6	78,9
<i>t</i>	0	0	0	0,7	0,2	0	0,1
Φ	—	—	—	—	1,4	11,3	19,5

Примечание. Химические анализы пород приведены в табл. 4 под теми же номерами; при пересчетах учтена примесь кальцита и апатита.

субщелочной гранит. Если для биотитовых гранитов n колеблется от 22,3 до 43,8 (в среднем $n = 33,8$), то для пироксеновых гранитов $n = 58,8-62,6$ (в среднем $n = 61,0$), а в субщелочных гранитах n достигает 92,0 (в среднем $n = 75,0$), причем среди последних могут наблюдаться и породы, пересыщенные щелочами (см. табл. 33, обр. 11). Возрастание характеристики n связано с увеличением содержания натрия и уменьшением содержания калия. В ряду биотитовый гранит — пироксеновый гранит — субщелочной гранит содержание Na_2O в среднем возрастает от 1,72 до 6,75%, в то время как содержание K_2O падает от 9,43 до 0,85%. Наиболее резкое уменьшение содержания калия наблюдается при переходе от биотитовых гранитов к пироксеновым, причем даже параллельное увеличение концентрации натрия не компенсирует общего снижения характеристики a (в среднем $a = 16,4$).

О том, что подобное поведение щелочей связано с влиянием вмещающих доломитовых мраморов, свидетельствуют и сравнение конкретных разрезов. Как правило, образцы, взятые из центральных частей тел гранитов, вне зависимости от их типа содержат больше калия и меньше натрия, чем образцы, взятые из краевых частей. Следовательно, повышенная натровость и общая щелочнометальность гранитов лазуритовых месторождений обусловлены влиянием вмещающих доломитовых мраморов. Существенно калиевые биотитовые граниты, в силу своего геологического положения испытавшие наименьшее влияние доломитовых мраморов и обычно приуроченные к участкам повышенного их скарирования, по своему составу, вероятно, наиболее близки к составу «первичной» гранитной магмы, генерируемой под влиянием гранитизирующих растворов на более низких структурных этапах. Остальные типы гранитов возникли путем преобразования исходной магмы при ее кристаллизации среди доломитовых мраморов.

Как показывают геологические данные, состав эндоконтактовых фаций непосредственно связан с составом исходной гранитной магмы и ее взаимодействием с вмещающими породами, эти взаимоотношения пород позволяют в полном виде выделить два главных типа строения эндоконтактов.

I. Субщелочной гранит ($Kв + Pl_{25} + КПШ + Пир$) (либо пироксеновый гранит с $Na > K$) — субщелочной сиенит ($КПШ + Пир \pm Аб$) — нефелиновый сиенит ($Пир + Не + КПШ \pm \pm Пл$) — аподолмитовый скарн ($Пир \pm Ка$).

II. Биотитовый гранит ($Kв + Pl_{25} + КПШ + Би$) (либо пироксеновый гранит с $Na < K$) — известково-щелочной сиенит (лейкомонцит) ($КПШ + Пл + Би(Пир)$) — анортозит ($Пл_{40-100} + Би(Пир)$) — аподолмитовый скарн ($Пир \pm Ка$).

Эндоконтактовая зональность может быть неполной в том смысле, что крайние зоны часто отсутствуют. Вместе с тем никогда не наблюдалось, чтобы выпадала какая-нибудь из промежуточных зон.

Образование эндоконтактовых пород первого типа (повышенной щелочности) может быть объяснено диффузионно-инфильтрационным магматическим замещением, рассмотренным Д. С. Коржинским [1960] и В. А. Жариковым [1960]. При инфильтрации в доломиты трансмагматических флюидов, равновесных с гранитной магмой, в них повышалась концентрация кальция и магния, что в силу кислотно-основного взаимодействия приводило к повышению и активности щелочей. Это в свою очередь обуславливало диффузию щелочей в магму, щелочность которой повышалась. Последнее вызывало изменение последовательности кристаллизации, увеличивало растворимость кремнезема с выносом его растворами в мраморы, т. е. изменяло минеральный и химический состав кристаллизующихся пород. При достаточно большой скорости «встречной» диффузии возникали эндоконтактовые фации повышенной щелочности (вплоть до нефелиновых сиенитов). При слабом же проявлении диффузии эндоконтактовые зоны повышенной щелочности могли и не образовываться.

Несколько по-иному протекает процесс диффузионного магматического замещения, когда магма, замещая карбонатные породы, «ассимилирует» их [Жариков, 1960]. Ассимиляция преобразующихся мраморов ведет к повышению химического потенциала кальция в магме и его диффузии во внутренние части магматического тела. Вследствие растворения кальция в расплаве повышение активности щелочей незначительно, поэтому щелочные фации в этом процессе не образуются, а возникают эндоконтактовые фации повышенной основности (например, анортозиты и лейкомонциты).

Процессы взаимодействия гранитной магмы с доломитовыми мраморами, приводящие к формированию пород повышенной щелочности и основности, распространены достаточно широко. Вместе с тем образование в этих условиях нефелиновых сиенитов — явление редкое. Наиболее основными породами, наблюдавшимися

обычно в эндоконтактах гранитов среди карбонатных пород, являются, по-видимому, монцитоны, причем тенденция гранитной магмы к «заосновнению» чаще отмечается в контактах с известняками, чем с доломитами [Жариков, 1960].

Механизмом инфильтрационно-диффузионного магматического замещения удовлетворительно объясняется генезис субщелочных гранитов лазуритовых месторождений и связанных с ними эндоконтактовых фаций повышенной щелочности (щелочных и нефелиновых сиенитов). Явлениями диффузионного магматического замещения можно объяснить не только образование анортозитов и лейкомонцитонов, но и некоторые процессы, возникающие в эндоконтактах магматических тел среди кварц-кальцитовых мраморов, основных сланцев и гнейсов, — увеличение количества плагиоклаза, пироксена, появление гранатов, некоторое возрастание основности плагиоклаза. Источником тепла, необходимого для протекания процесса ассимиляции, очевидно, являлись сами гранитизирующие флюиды. В условиях существования мощных инфильтрационных потоков гранитизирующих растворов чисто диффузионное магматическое замещение может проявляться локально, что и подтверждается геологическими наблюдениями.

На диаграмме (рис. 12) показаны изменения минерального и химического состава пород относительно кремния, алюминия и магния, соответствующие двум главным типам строения эндоконтактов. Наблюдается полное сходство изменения химического состава пород в отношении названных компонентов. Переходы от гранитов к скарнам в случае возникновения нефелиновых сиенитов (а) и анортозитов (б) отмечены характерными и резкими «изгибами десиликаций». Это свидетельствует о существенной роли диффузионных процессов при формировании обоих типов эндо-

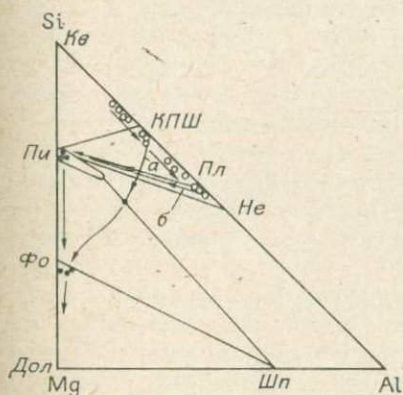


Рис. 12. Диаграмма состав — парагенезис для магматических пород (светлые точки) и магнезиальных скарнов магматического этапа (темные точки).

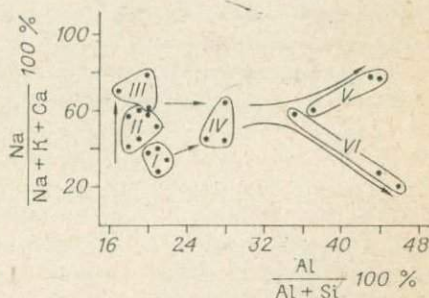


Рис. 13. Зависимость натровости (щелочности) пород от степени десиликации.

Поля: I — биотитовых гранитов, II — пироксеновых гранитов, III — субщелочных гранитов, IV — сиенитов, V — нефелиновых сиенитов, VI — анортозитов.

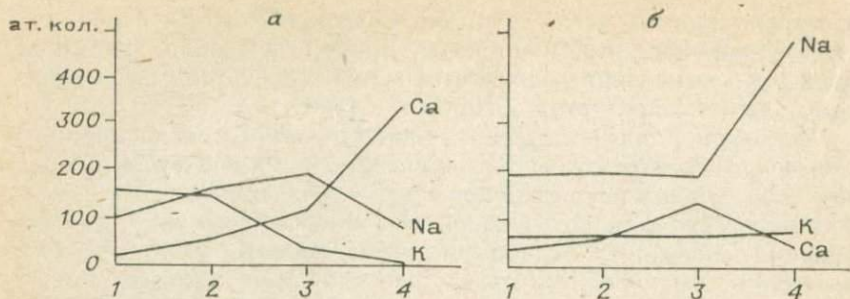


Рис. 14. Вариационная диаграмма содержаний (ат. кол.) щелочей и кальция в разрезах эндоконтактовых фаций гранитоидов.

а — эндоконтактовые фации повышенной основности: 1 — биотитовый гранит, 2 — известково-щелочной сиенит, 3, 4 — ряд анортозитов с возрастающей к контакту с мраморами основностью плагиоклаза; б — эндоконтактовые фации повышенной щелочности: 1 — субщелочной гранит, 2 — щелочной сиенит, 3, 4 — ряд нефелиновых сиенитов с возрастающим к контакту с мраморами количеством нефелина.

контактов: чем сильнее они проявлены, тем больше эндоконтакты обогащаются нефелином или анортитом, причем магнезиальность пород одинаково низкая.

Различия в химизме пород, образующих разные эндоконтактовые фации, выявляются на диаграмме (рис. 13), где рассмотрена зависимость изменения натровости пород $\frac{Na}{Na + K + Ca}$ от степени десиликации $\frac{Al}{Al + Si}$. Здесь оба типа эндоконтактов представлены двумя различными по щелочности сериями пород: повышенной щелочности (субщелочной гранит — нефелиновый сиенит) и повышенной основности (биотитовый гранит — анортозит). По степени десиликации обе серии неразличимы, и изменение щелочности пород может происходить как на фоне общей десиликации, так и без ее участия (например, в гранитах). Следовательно, изменения химического состава магмы в эндоконтактах в основном обусловлены различиями в поведении щелочей и кальция.

Детальное рассмотрение поведения этих компонентов выявило следующие закономерности (рис. 14). Содержание кальция в ряду биотитовый гранит — анортозит непрерывно увеличивается. При переходе от гранитов к известково-щелочным сиенитам увеличение содержания кальция относительно невелико, что прежде всего связано с возрастанием количества плагиоклаза (но не его основности); в анортозитах содержание кальция резко возрастает. В ряду субщелочной гранит — нефелиновый сиенит содержание кальция постепенно возрастает с максимумом в нефелиновых сиенитах, бедных нефелином, что связано с повышенным содержанием в них кальцита, а иногда и с увеличением основности плагиоклаза. В породах со значительным количеством нефелина содержание кальция падает (приблизительно соответствуя его содержанию в субщелочных гранитах).

Содержание калия при переходе от биотитовых гранитов к сиенитам уменьшается незначительно, а далее резко падает вследствие исчезновения калишпата (в анортозитах). В породах повышенной щелочности концентрация калия примерно постоянна и в целом соответствует уровню его содержаний в субщелочных гранитах. Весьма специфично ведет себя натрий. При переходе от субщелочных гранитов к нефелиновым сиенитам, бедным нефелином, концентрация этого компонента находится на примерно постоянном высоком уровне и лишь в нефелиновых сиенитах резко возрастает пропорционально количеству нефелина. Это согласуется с петрографическими данными, поскольку сиенитов, близких к мариуполиту, не обнаружено. В породах повышенной основности наблюдается отчетливый максимум концентрации натрия в анортозитах, сложенных наиболее кислым плагиоклазом (андезином). Уровень содержания натрия в этих породах сопоставим с уровнем содержания этого элемента в породах повышенной щелочности, однако их общая щелочнометальность заметно ниже, чем в последних. По обе стороны от указанного максимума содержание натрия резко снижается, что связано с увеличением основности плагиоклаза (по направлению к контакту с мрамором) или с появлением калишпата (в сторону гранита).

Отмеченное поведение щелочей и кальция проявлено сначала тенденцией сближения состава пород по натровости при переходе от гранитов к бедным нефелином нефелиновым сиенитам и анортозитам наиболее кислого состава, а затем формированием двух резко различных по щелочности типов пород (основных анортозитов и нефелиновых сиенитов).

Выявленные закономерности поведения петрогенных компонентов позволяют говорить о разных механизмах формирования пород повышенной щелочности и основности. В первом случае представленные данные можно интерпретировать на основе механизма диффузионно-инфильтрационного магматического замещения, во втором — диффузионного магматического замещения. В каждом конкретном случае строение магматических тел и особенно эндоконтактных зон обусловлено интенсивностью проявления соответствующих процессов, так что при умеренном их развитии зоны максимальной щелочности или основности не образуются.

Магнезиальные скарны магматического этапа

Скарны формируются исключительно инфильтрационно-метасоматическим путем, в результате реакционного взаимодействия гранитизирующих растворов с доломитовыми мраморами. В районах лазуритовых месторождений отмечались следующие типы зональности скарнов (в порядке распространенности):

- | | | | | | | | |
|-----------|--|-----|--|---------------|---|--|--------|
| 1. Гранит | | Пир | | Фор + Ка | - | | Мрамор |
| 2. Гранит | | Пир | | Фор + Шп + Ка | | | Мрамор |

3. Гранит	Пир	Фор	Фор+Ка	Мрамор
4. Гранит	Пир+Шп	Фор+Шп+Ка	Мрамор	

Эти типы зональности представляют как простую метасоматическую, так и фациальную зональность. Формирование последней связано с изменением концентраций магния, кремния и алюминия в зонах. Состав и строение скарнов не зависят от состава контактирующих с ними магматических пород, поэтому заметно может изменяться только мощность скарновых зон. Мощность зоны пироксеновых скарнов максимальна на контакте с нефелиновыми сиенитами, а в ряде случаев — и на контакте с андезитовыми анортозитами.

Физико-химические условия формирования пород магматического этапа

Все разнообразие магматических пород лазуритовых месторождений определяется формированием их в условиях различной щелочности. Это иллюстрируется и диаграммой (рис. 15), построенной с учетом реальных составов минералов и отражающей зависимость минеральных парагенезисов магматических пород от химических потенциалов щелочей. На той же основе построена диаграмма зависимости фазового состава магматических пород от химических потенциалов CO_2 и O^{2-} (рис. 16). Обе диаграммы представляют геологически реальную часть мультисистемы с шестью минеральными фазами: кварцем, нефелином, плагиоклазом, калинатовым полевым шпатом, биотитом и пироксеном. Безнефелиновые пучки отражают изменения минеральных парагенезисов в гранитоидах, бескварцевые выявляют закономерности смены минеральных ассоциаций эндоконтактных фаций. Условные линии I—I разграничивают кварцевые и нефелиновые ассоциации. Относительное положение пучков в координатах $\mu_{\text{K}^+} - \mu_{\text{Na}^+}$ свидетельствует о возрастании щелочности при формировании эндоконтактных фаций (см. рис. 15), сопряженном с возрастанием общей основности ($\mu_{\text{O}^{2-}}$) в магматической системе (см. рис. 16).

Формирование ряда пород биотитовый гранит — пироксеновый гранит — субщелочной гранит — субщелочной (щелочной) сиенит — нефелиновый сиенит связано с последовательным возрастанием щелочнометальности системы, обусловленным повышением в последней химического потенциала натрия и калия. В ряду биотитовый гранит — известково-щелочной сиенит (лейкомонцит) — анортозит смена пород также обусловлена увеличением щелочнометальности, но в отличие от первого ряда это связано с повышением высоких значений химического потенциала калия минеральные парагенезисы анортозитов не образуются (см. рис. 15). Это свидетельствует о том, что анортозиты формируются в менее

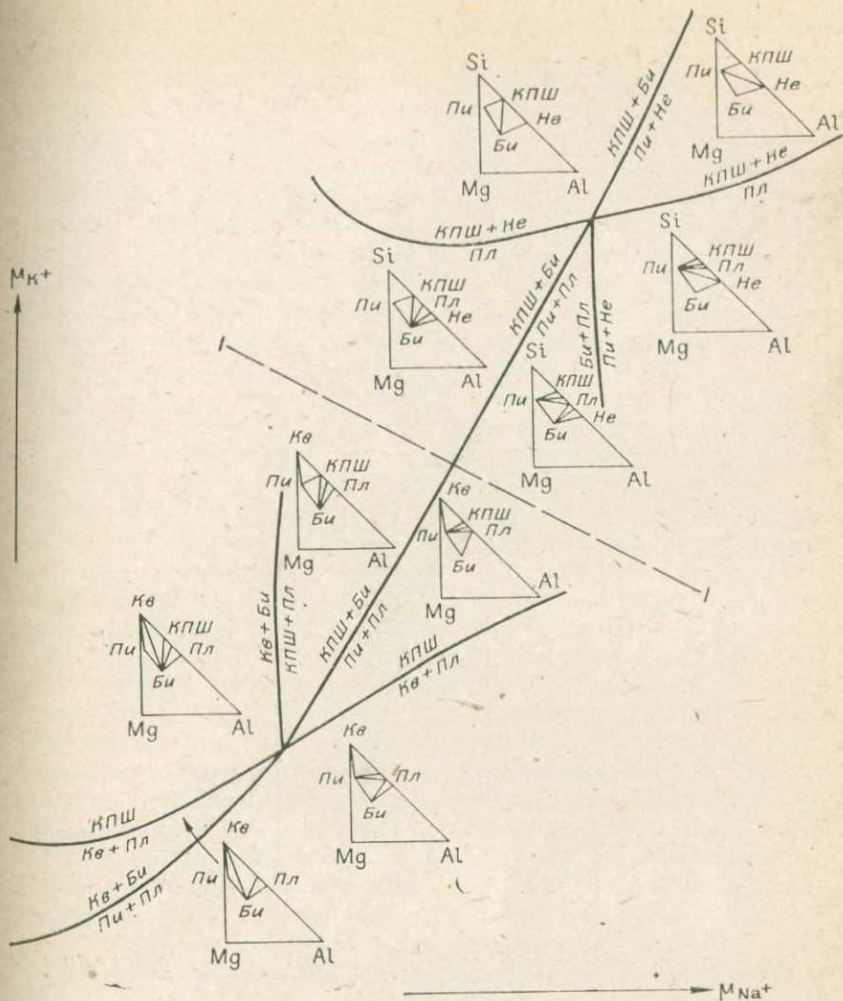


Рис. 15. Зависимость минеральных парагенезисов магматических пород от химических потенциалов щелочей.

щелочной обстановке, нежели нефелиновые сиениты. Подобная же картина выявляется и при рассмотрении устойчивости минеральных парагенезисов субщелочных (щелочных) и известково-щелочных сиенитов (лейкомонзонитов). Различия в условиях щелочности при формировании двух групп пород (повышенной щелочности и повышенной основности) можно объяснить исходя из предположения о разных механизмах их образования. При инфильтрационно-диффузионном механизме происходит формирование «от-

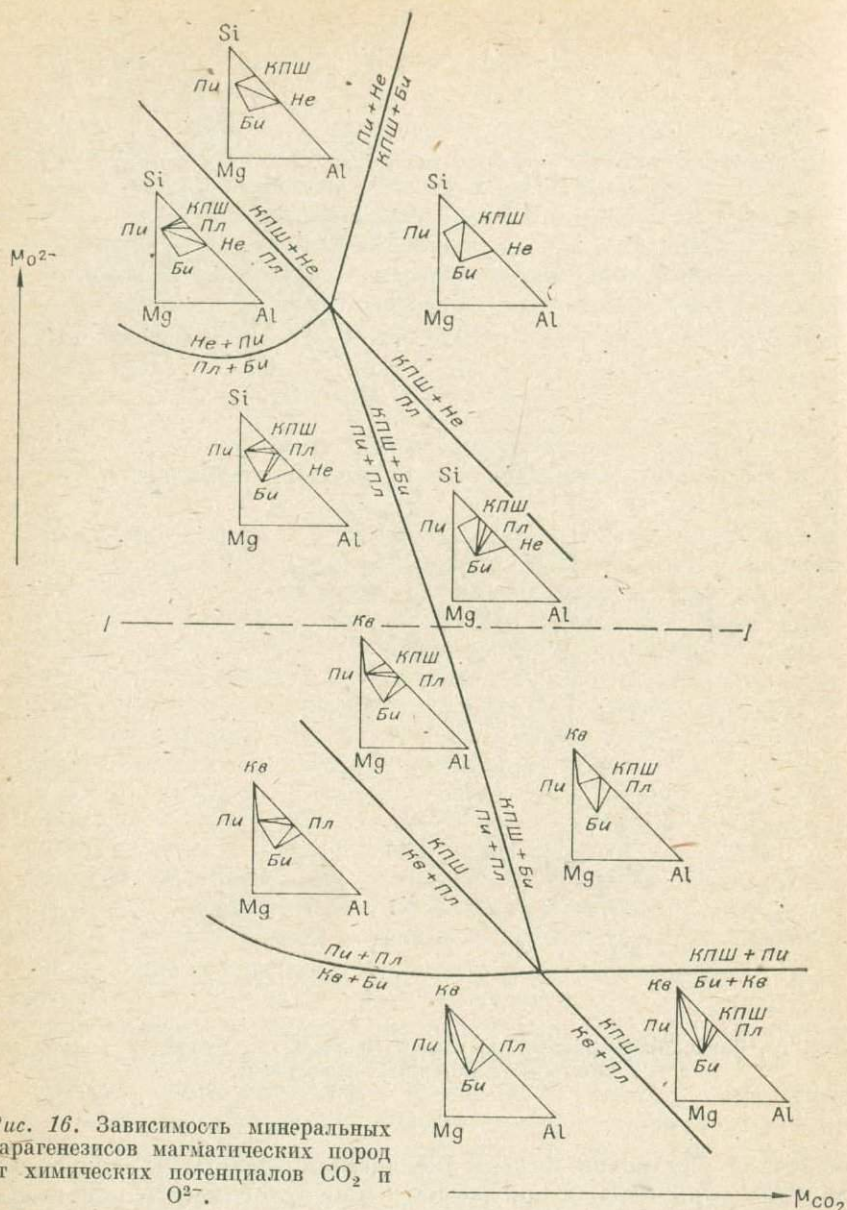


Рис. 16. Зависимость минеральных парагенезисов магматических пород от химических потенциалов CO_2 и O^{2-} .

раженной волны щелочности», приводящей к повышению в магме химических потенциалов щелочей, в том числе наиболее сильной — калия. При диффузионном механизме взаимодействия гранитной магмы с мраморами «отраженная волна щелочности» не проявляется, а растворение в магме вещества вмещающих пород приводит лишь к относительно слабому повышению ее щелочно-

метальности, выражающемуся в увеличении химического потенциала натрия, но не калия.

Для оценки температурных условий формирования пород магматического этапа были привлечены данные о температурах гомогенизации включений в пороодообразующих минералах (аналитик И. П. Милютин). Наиболее высокие температуры образования установлены для магнезиальных скарнов — 690—740°C (форстеритовый кальцифир — 690—740°C, пироксеновый скарн — 705—730°C), что подтверждает данные о формировании скарнов в то время, когда магматические породы находились большей частью в расплавленном состоянии. При этом отметим, что максимальные температуры прогрева вмещающих месторождения мраморов, определенные по магнезиальности кальцита, оцениваются в 760—780°C [Воробьев, Матонин, 1980]. По-видимому, эти значения соответствуют температурным условиям метаморфизма, а некоторое снижение температур в ходе магматического этапа еще раз подтверждает вывод о регрессивном характере гранитизации. Более низкие температуры (655—715°C) отмечены для нефелиновых сиенитов. Характерно, что в этот же интервал температур попадают кальциты нефелиновых сиенитов (670—700°C), что согласуется с петрографическими данными о первичности минерала в магматических породах этого типа. В среднем более высокая температура образования установлена для анортозитов — 680—720°C, однако эти значения вполне сопоставимы с максимальными температурами, установленными для нефелиновых сиенитов и характеризующими начало их кристаллизации. Однако следует признать, что для пород такого состава (анортозитов) указанные температуры аномально низки — это, очевидно, связано с формированием их в процессе диффузионного магматического замещения мраморов гранитоидами, а не в ходе кристаллизационной дифференциации какой-либо исходной магмы. При таком допущении указанные температуры становятся вполне реальными. Характерно, что, согласно последним экспериментальным данным, инконгруэнтное плавление в системе анортит — вода начинается уже при 725°C [Goldsmith, 1981].

В целом данные термометрии согласуются с экспериментальными данными по температурам кристаллизации гранитного расплава и укладываются в температурный диапазон образования магнезиальных скарнов магматического этапа [Жариков, 1968]. Минимальная из установленных температур (655°C), вероятно, отвечает конечной стадии магматического минералообразования. Максимальные значения температуры (740°C), видимо, фиксируют температуру начала кристаллизации гранитной магмы, поступавшей во вмещающие доломитовые мраморы.

Таким образом, разнообразные породы магматического этапа по температурам образования попадают в очень узкий интервал значений температуры, что еще раз подчеркивает их генетическую близость.

ПЕТРОЛОГИЯ ЛАЗУРИТОНОСНЫХ МАТАСОМАТИТОВ И ИХ ФАЦИАЛЬНЫХ АНАЛОГОВ

В постмагматический этап формирования лазуритовых месторождений проявлена определенная стадийность минералообразования, о закономерностях эволюции которого свидетельствуют геологические и минералого-петрографические данные.

1. Стадии закономерно сменяют друг друга по мере понижения температуры, ни на какой из этих стадий не отмечалось наложения более высокотемпературных парагенезисов на ранее сформированные породы. Таким образом, выделенные стадии — отражение разнотемпературных процессов, они относятся к различным температурным ступеням (фациям).

2. Каждая из выделенных стадий проявлена регионально. Одновременные процессы, относящиеся к одной стадии, проявляются различным образом и в зависимости от конкретной геологической обстановки приводятся к различным минеральным ассоциациям. Это выражается в появлении фациальных аналогов, различающихся по различному субстрату.

3. В районе лазуритовых месторождений отмечается общая тенденция к уменьшению масштабов проявления пород и минералов разных во времени стадий (при переходе от ранних к поздним).

4. Независимо от состава вмещающих пород и по мере понижения температуры (во времени) фиксируется закономерное изменение минеральных парагенезисов постмагматических пород (табл. 34). Это выражается в первую очередь (от первой к пятой стадии) в замене высокоосновных (и щелочных) парагенезисов менее основными, вплоть до появления кварц-карбонатного парагенезиса в условиях пятой стадии (см. табл. 34), что указывает на формирование метасоматитов уже в кислотной обстановке. Что касается более ранних пород, то они, очевидно, образовались в щелочной обстановке, о чем свидетельствует присутствие в их минеральных парагенезисах нефелина, лазурита, полевого шпата, скаполита, флогопита, магнезиального пироксена. И наконец, в условиях шестой стадии образуются минералы с повышенной основностью (щелочностью) — цеолиты. Все это позволяет говорить о закономерном изменении свойств постмагматических растворов во времени — проявлении в них температурной волны кислотности со сменой ранней щелочной стадии стадией кислотного выщелачивания, а затем — поздней щелочной стадией.

Все приведенные закономерности позволяют отнести постмагматические породы к петрогенетически единой серии, составной частью которой являются метасоматиты второй стадии минералообразования. Приуроченность основной массы метасоматитов к контактам алюмосиликатных и карбонатных пород и диффузионный характер протекающих здесь процессов определяет их биметасоматический генезис. Одновременность и единый механизм формирования метасоматитов свидетельствуют об общности процессов, вызывавших их появление, прежде всего о едином источ-

Основные минеральные парагенезисы пород разных стадий постмагматического минералообразования

Стадии						
1	2	3	4	5	6	7
Фор+Шп+Ка	Фл+Ка(±Фор)	Фл+Ди+Ка	Серп+Ка+Дол	Кв+Ка	Цеолиты	Ка±Сера
Пир+Ка(±Шп)	Фл+Ди(±Ка)	Фл+Ка(±Амф)	Амф+Ка±Дол	(±Дол, Серп, Альб)	(±Ка)	
КПШ(±Пир)	Ди+Ск	Лаз+Фл+Ка	Эп(Цоиз)+Кв+Ка			
Не+КПШ+Пир	Лаз+Ди(±Ка)	Аф+Фл+Ка				
Не+КПШ+Ка	Лаз+Фор(±Ка)	Гум+Ка				
Ск+Не(±Пир)	Лаз+Ск(±Ка)	Грос+Альб				
Ск(±Пир)	Лаз+КПШ(±Ка)					
	Аф+Ди(±Ка)					
	Вол+Ск(Лаз)+Ка					

Примечание. Фор — форстерит, Шп — шпинель, Ка — кальцит, Пир — пироксен, Ди — диопсид, Фл — флогопит, Лаз — лазурит, Ск — скаполит, КПШ — калиевый полевой шпат, Не — нефелин, Серп — серпентин, Дол — доломит, Вол — волластонит, Гум — гумит, клиногумит, Аф — афганит, Альб — альбит, Грос — гроссуляр, Эп — эпидот, Цоиз — цоизит, клиноцоизит, Амф — амфибол.

нике растворов. Изучая метасоматические образования района, Д. С. Коржинский [1947] отмечал идентичность замещения алюмосиликатных пород магматического и метаморфического генезиса и совершенно справедливо полагал, что это — результат воздействия растворов, приходящих «со стороны».

Какова же природа растворов, проявившихся столь регионально? Скорее всего, источником их явились гранитизирующие растворы. Если на магматическом этапе они находятся в равновесии с магмой, вызывают гранитизацию и сопряженное скарнирование, то с понижением температуры проявляются как обычные гидротермальные растворы. Однотипность временной их эволюции (независимо от состава вмещающих пород) свидетельствует о том, что первичный состав вряд ли различался в разные отрезки времени, но физико-химические свойства этих растворов заметно варьировали. Вместе с тем в течение одной стадии в различной геологической обстановке формируются метасоматиты разного состава, что указывает на существенное влияние вмещающих пород на состав воздействующего раствора. Следовательно, помимо временной эволюции свойства растворов меняются и в пространстве. Именно пространственно-временная эволюция постмагматических растворов приводит к многообразию метасоматических пород на лазуритовых месторождениях Южного Прибайкалья и Памира. Существует четкий тектонический контроль в размещении метасоматитов различных типов, тектоническая же деятельность, благоприятствуя протеканию метасоматических процессов, не является их инициатором. Тектонически ослабленные зоны важны лишь как раствороподводящие каналы.

Основные черты химизма лазуритообразования

Причиной диффузии компонентов при биметасоматозе является разность химических потенциалов в разных зонах замещения [Коржинский, 1947], величина градиента в значительной мере будет определяться составом взаимодействующих пород (при определенных внешних условиях процесса).

Диаграммы (рис. 17—21) иллюстрируют поведение петрогенных компонентов в биметасоматическом процессе формирования лазуритсодержащих пород. Наиболее обычен для лазуритовых месторождений контакт гранитов с доломитовыми мраморами (см. рис. 17). Здесь устанавливается наибольший градиент концентрации многих компонентов, в силу чего метасоматическая зональность проявлена в максимальном объеме. Диопсид-лазуритовые породы в данном разрезе представлены двумя разновидностями (см. табл. 14): с бледно-голубым лазуритом (Л — V) и темноокрашенным (Л — VI). Характерно, что, несмотря на различия в химическом составе этих пород, связанные с разными абсолютными содержаниями большинства компонентов, соотношение кремния, алюминия и магния остается постоянным, поэтому на диаграмме состав — парагенезис (см. рис. 18) состав обеих

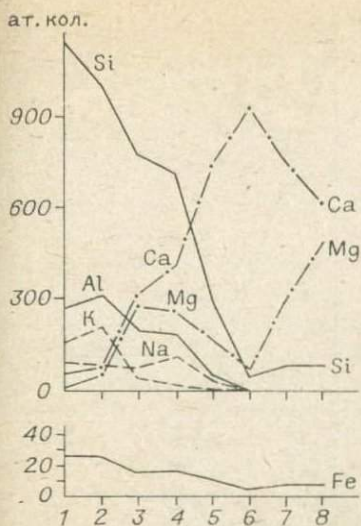


Рис. 17. Распределение главных петрогенных элементов в зональных лазуритоносных метасоматитах в разрезе гранит — доломитовый мрамор. 1 — гранит; 2 — порода сиенитового состава; 3, 4 — диопсид-лазуритовые породы; 5 — лазуритовый кальцифир; 6, 7 — в различной степени перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор; 8 — доломитовый мрамор.

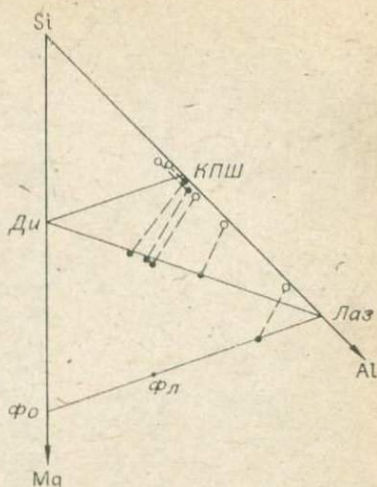


Рис. 18. Зависимость состава и минеральных парагенезисов лазуритоносных метасоматитов (темные точки) от состава исходных алюмосиликатных пород (светлые точки).

пород проектируется в одну точку. Таким образом, на фоне изменения концентраций компонентов соотношение диопсида и лазурита в пределах зоны остается постоянным. Вариации соотношения этих минералов связаны с составом замещаемых пород. Примером служит одно из обнажений (С-7) Слюдянского месторождения, где лазуритоносные метасоматиты развиты в виде кайм и просечек по зональному магматическому телу с гранитной центральной частью и эндоконтактовыми фациями, вплоть до анортозитов основного состава. На диаграмме состав — парагенезис (см. рис. 18) видно, как меняется состав лазуриносодержащих пород в зависимости от соотношения кремния и алюминия в исходной породе. Изменение химизма пород этого обнажения в разрезе анортозит — форстеритовый кальцифир с формированием промежуточной флогопит-лазуритовой зоны прослежено на диаграмме (см. рис. 19).

Сопоставление химических анализов пород, слагающих зональные лазуритоносные метасоматиты, в совокупности с петрографическими данными выявило закономерности распределения петрогенных элементов в процессе лазуриобразования. Содержание кремния от исходной алюмосиликатной породы к мрамору непрерывно понижается, принимая промежуточное значение в различных зонах метасоматической колонки. Таким образом, устанавли-

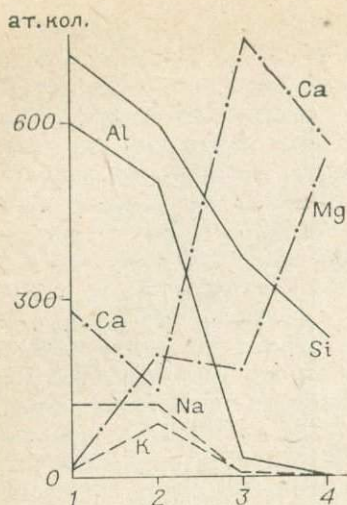


Рис. 19. Распределение главных петрогенных элементов в зональных лазуритоносных метасоматитах в разрезе анортозит — форстеритовый кальцифир.

1 — анортозит; 2 — флогопит-лазуритовая порода; 3 — диоксидный кальцифир; 4 — форстеритовый кальцифир.

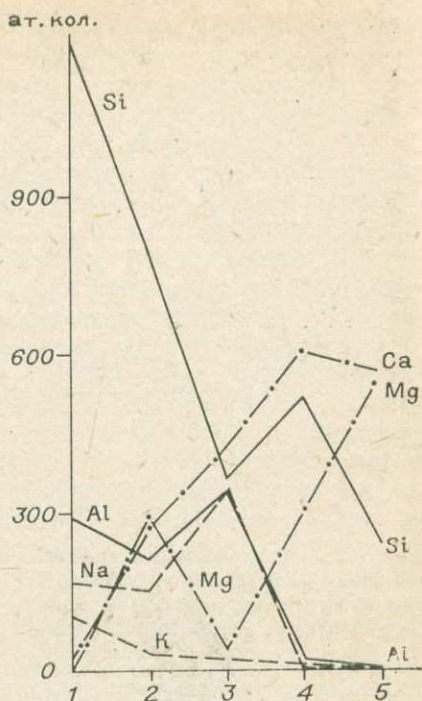


Рис. 20. Распределение главных петрогенных элементов в разрезе гранит — форстеритовый кальцифир.

1 — гранит; 2 — диоксид-лазуритовая порода; 3 — лазурит-кальцитовая порода; 4 — диоксидный кальцифир; 5 — форстеритовый кальцифир.

ливаются вынос кремнезема из апосиликатных зон метасоматитов и привнос его в апокарбонатные. Наиболее интенсивный вынос кремнезема в случае апогранитных метасоматитов. В апоанортозитовых метасоматитах вынос кремнезема незначителен (см. рис. 19) и, по-видимому, может не наблюдаться при формировании плагиоклаз-лазуритовых пород и замещении нефелиновых сиенитов. В апокарбонатных зонах привнос фиксируется в лазуритовых кальцифирах. Весьма интересен случай наложения лазуритоносных метасоматитов на кальцифиры магматического этапа, находящиеся в контакте с замещаемыми гранитами (см. рис. 20). Здесь также отмечается привнос кремния в зону лазуритовых кальцифиров (по сравнению с исходными форстеритовыми кальцифирами), однако еще больший его привнос отмечается во внешней зоне апокарбонатных метасоматитов — в апофорстеритовых диоксидовых кальцифирах. В целом поведение кремния зависит от уровня его концентрации в исходных породах: чем больше градиент концентрации, тем больше кремнезем диффундирует в карбонатные породы (при прочих постоянных условиях).

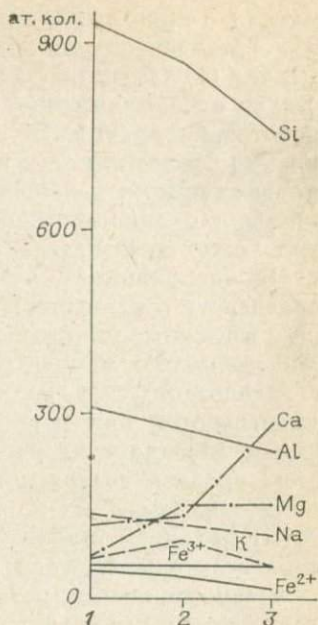
На первый взгляд поведение алюминия не отличается от поведения кремния, он также выносится из алюмосиликатных пород и фиксируется в апокарбонатных кальцифирах (см. рис. 17—

Рис. 21. Распределение главных петрогенных элементов в зональных лазуриносных метасоматитах, образующихся за счет основных сланцев.

1 — биотит-пироксеновый плагиосланец; 2 — измененный (сипенитизированный) сланец; 3 — апосиландцевая диоксид-лазуриновая порода.

21). Наблюдаются некоторые вариации, связанные с незначительными увеличениями содержания глинозема в отдельных апосиликатных зонах, главным образом в метасоматических породах сипенитового состава, однако содержание глинозема в диоксид-лазуриновых породах находится в явной зависимости от глиноземистости исходных пород. Вместе с тем выявляется важная особенность поведения глинозема, отличающая его от поведения кремнезема: чем выше содержание алюминия в исходных алюмосиликатных породах (чем выше градиент концентрации Al между ними и мраморами), тем слабее диффузия этого элемента из алюмосиликатных пород в мраморы. При этом устанавливается, что диффузия алюминия и кремния — взаимосвязанные явления, поэтому интенсивность их диффузии в сторону мраморов определяется уровнем кремний-алюминиевого отношения в алюмосиликатных породах. Наибольшее диффузионное перемещение наблюдается в случае существенного преобладания кремния над алюминием в алюмосиликатной породе (граниты с $Al/Si \leq 0,35$), и наоборот, наименьшее — при преобразованиях в контакте с высокоглиноземистыми силикатными породами (нефелиновыми сипенитами, анортозитами, главколитовыми и нефелинсодержащими породами стадии калишпатизации с Al/Si до 0,8—0,85).

В большинстве случаев распределение магния в лазуриносных метасоматитах однотипное. Магний привносится в алюмосиликатные породы, фиксируясь главным образом в диоксиде и флогопите, т. е. содержание его взаимосвязано с количеством минералов в метасоматитах. При диффузии магния в апосиликатную часть метасоматической колонки не наблюдается постепенного выравнивания его концентраций в промежуточных зонах. С одной стороны, отмечаются четкие зоны обогащения этим компонентом с максимумами в диоксид-лазуриновых или флогопит-лазуриновых породах, в отдельных случаях [Коржинский, 1947] за счет алюмосиликатных пород формируются метасоматические прожилки мономинерального диоксидового скарна, т. е. по магнезиальности апосиликатные метасоматиты достигают уровня вмещающих мраморов. С другой стороны, возникают зоны выноса



магния с ярко выраженными минимумами концентраций в перекристаллизованных и кальцитизированных мраморах (см. рис. 17, 19) или (и) лазуритовых кальцифирах (см. рис. 20). Это свидетельствует о более высокой геохимической подвижности магния относительно кремния и алюминия. При этом поведение магния, кремния и алюминия в процессе биметасоматоза взаимосвязано и привнос магния в апосиликатные зоны сопряжен с выносом части кремния и алюминия. Лазуритизация высокоглиноземистых пород может протекать и без привноса магния.

В большинстве случаев лазуритоносные метасоматиты (по сравнению с исходными породами) обогащены кальцием, входящим в главные минеральные фазы — диопсид, лазурит и кальцит. Максимальные концентрации кальция, отмечаемые в перекристаллизованных и кальцитизированных мраморах, постепенно уменьшаются при переходе к вмещающим карбонатным породам и апосиликатным метасоматитам (см. рис. 17, 20, 21). При этом уровень содержания кальция в метасоматитах не зависит от состава исходных пород. В процессе лазуритизации пород, богатых кальцием (например, анортозитов), его содержание в метасоматитах уменьшается (см. рис. 19).

Лазуритоносные метасоматиты характеризуются низкой железистостью, которая повышается лишь при замещении сравнительно обогащенных железом основных сланцев и гнейсов. В процессе лазуритизации отмечаются диффузия железа из алюмосиликатных пород в мраморы и его фиксация в зоне лазуритовых кальцифигов. Главным минералом-концентратором железа в лазуритоносных метасоматитах является пирит, к которому иногда (в условиях пониженной активности серы) присоединяется пирротин. Относительная обогащенность некоторых образцов лазуритоносных пород окисным железом связана главным образом с приповерхностным гидратированием сульфидов.

Вариационные диаграммы (см. рис. 17, 20, 21) показывают, что лазуритсодержащие породы характеризуются резко выраженной натриевой спецификой. Калий может количественно преобладать над натрием лишь при формировании метасоматических пород сленитового состава, когда они сложены преимущественно калиевым полевым шпатом. Сами лазуритоносные метасоматиты обычно бедны калием, исключение составляют флогопит-лазуритовые породы (см. рис. 19), причем образуются они за счет анортозитов, практически лишенных калия. В целом выявляется независимость содержания щелочей в образующихся метасоматитах от их содержания во вмещающих породах, что указывает на внешний источник этих компонентов.

В связи с изучением общих особенностей химизма процессов, протекающих в стадию лазуритообразования, рассмотрим также основные его черты, сопряженные с химизмом процессов формирования флогопитовых и волластонитовых метасоматитов. Диаграмма состав — парагенезис (рис. 22), построенная с использованием данных Д. С. Коржинского [1947], иллюстрирует зависи-

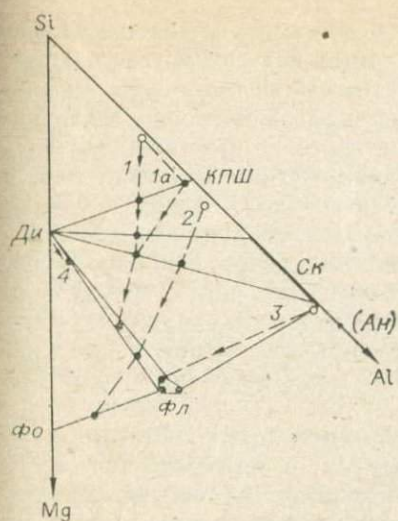


Рис. 22. Зависимость состава и минеральных парагенезисов флогопитоносных метасоматитов (темные точки) от состава исходных алюмосиликатных пород (светлые точки).

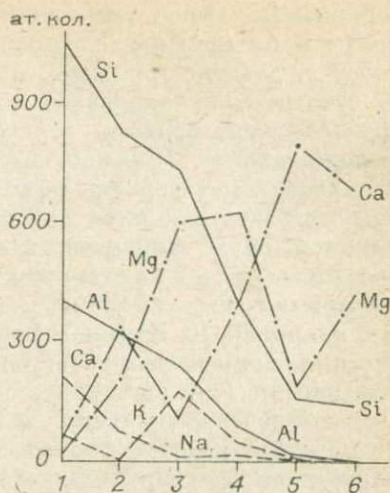


Рис. 23. Распределение главных петрогенных элементов в зональных флогопитоносных метасоматитах в разрезе сиенит — форстеритовый кальцифир.

1 — сиенит; 2 — диопсид-скаполитовая порода; 3 — диопсид-флогопитовая порода; 4 — флогопит-форстеритовый кальцифир; 5 — диопсидовый кальцифир; 6 — форстеритовый кальцифир.

мость химического и минерального состава флогопитоносных метасоматитов от состава исходных алюмосиликатных пород. По сравнению с лазуритоносными аналогами флогопитоносные метасоматиты более магниезальны, что выражается в появлении апосиликатных диопсид-флогопитовых пород. Вместе с тем в отношении распределения кремния и алюминия оба типа метасоматитов близки. Соотношение этих компонентов в конкретных колонках почти не меняется, определяясь главным образом составом исходных пород. Относительное обогащение пород глиноземом фиксируется при формировании апогранитных метасоматитов (рис. 22, разрез 1). Некоторое усиление десиликации отмечается в случае возникновения апогранитных полевошпатовых пород сиенитового состава (разрез 1а), однако для флогопитоносных метасоматитов это не характерно. При формировании мономинеральной флогопитовой оторочки за счет главколитовых пород или анортозитов (разрез 3) отношение Si/Al может возрастать. Часто этот процесс протекает в контакте с пироксеновыми скарнами магматического этапа, вызывая частичную флогопитизацию последних (разрез 4), что возможно лишь с привнесом глинозема. Таким образом, изменения соотношений кремния и алюминия в разрезах 3 и 4 (см. рис. 22) взаимосвязаны и компенсируют друг друга.

На вариационной диаграмме (рис. 23) прослежено изменение химизма пород в разрезе 2. При скарнировании устанавливаются

сопряженный вынос кремния и алюминия из алюмосиликатной породы и их привнос в апокарбонатные метасоматиты. Магний, наоборот, диффундирует из карбонатных пород в апосиликатные метасоматиты, накапливаясь в диопсид-флогопитовой зоне, которая содержит большие количества этого компонента, чем вмещающие породы. Высокие содержания магния отмечаются и в апокарбонатных форстерит-флогопитовых кальцифирах, однако трудно сказать, является ли это результатом привноса магния в приконтактовую зону метасоматитов. Возможно, эти породы образовались за счет пород, промежуточных по составу между форстеритовыми кальцифирами и форстеритовыми скарнами (обычных, например, на Памире). Вместе с тем, так же как и в лазури-тоносных метасоматитах, отмечаются апокарбонатные зоны выноса магния (см. рис. 23).

Распределение кальция во флогопитоносных метасоматитах близко к лазури-тоносным метасоматитам, в апосиликатной части колонки он фиксируется главным образом в диопсид-скаполитовой зоне, причем уровень содержания этого элемента при изменении минерального состава породы меняется незначительно. Это связано с тем, что при меньших содержаниях диопсида в породе скаполит становится более основным, и наоборот. Диопсид-флогопитовые породы содержат меньшее количество кальция, максимально обогащены им перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы и кальцифиры (см. рис. 23). Независимо от состава исходных пород в метасоматитах распределяются щелочи. Диопсид-скаполитовые породы — существенно натровые образо-

вания, а во флогопитсодержащих породах калий преобладает над натрием (см. рис. 23).

Железистость флогопитоносных метасоматитов также зависит от содержания железа в исходных породах, что отмечалось Д. С. Коржинским [1945, 1947]. В отличие от лазури-тоносных метасоматитов железо флогопитсодержащих пород входит главным образом в силикаты — диопсид и флогопит. Вместе с тем причиной появления в метасоматитах паргасита и дру-

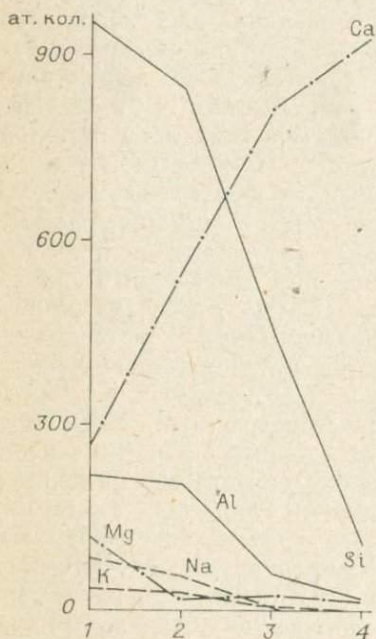


Рис. 24. Распределение главных петрогенных элементов зональных волластонитовых метасоматитов в разрезе основной сланец — кварц-кальцитовый мрамор.

1 — основной сланец; 2 — диопсид-волластонит-плагноклазовая порода; 3 — волластонитовый кальцифир; 4 — кварц-кальцитовый мрамор.

гих амфиболов является не повышенная железистость растворов, поскольку железистость этих минералов также зависит от состава исходных пород. Паргаситы лазуритовых месторождений могут практически не содержать железа («кокшаровит»).

Изменения химизма пород при формировании волластонитовых метасоматитов однообразны. Из алюмосиликатных пород в сторону кварц-кальцитового мрамора выносятся все главные компоненты, а из вмещающих привносится лишь кальций (рис. 24). Наряду с этим в апокарбонатных метасоматитах фиксируется привнос некоторых вынесенных из алюмосиликатных пород компонентов, и прежде всего кремния. Алюминий слабо выносится из алюмосиликатных пород, и его содержание возрастает в волластонитовых кальцифирах незначительно. Содержание магния в апосланцевых метасоматитах снижается до уровня его содержания в мраморах, и не отмечается его привноса в апокарбонатную часть колонки (см. рис. 24). Обращает на себя внимание различие в поведении кальция при формировании волластонитовых метасоматитов и лазуритовых и флогопитовых метасоматитов. В первом случае содержание кальция в метасоматитах определяется его количеством во вмещающих породах, во втором эта связь не выявляется.

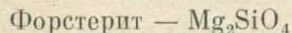
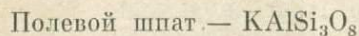
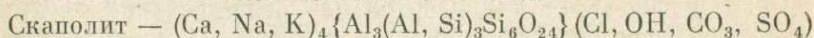
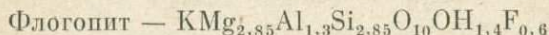
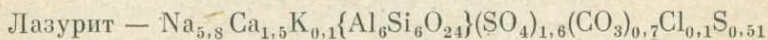
О дифференциальной подвижности компонентов при формировании метасоматитов стадии лазуритообразования

Ряд подвижности компонентов при формировании лазурито- и флогопитоносных метасоматитов выведен Д. С. Коржинским [1947]. Приведенные данные подтверждают выводы Д. С. Коржинского, за исключением относительного положения железа в ряду подвижности. Строгая зависимость железистости метасоматитов от содержания железа в исходных породах, на наш взгляд, свидетельствует об инертности железа в данном процессе. По-видимому, железо в ряду подвижности должно занимать место сразу вслед за магнием. Выделение волластонитсодержащих известковых скарнов, являющихся фациальными аналогами магниезальных и щелочно-магниезиальных метасоматитов, позволит уточнить относительное положение других элементов в ряду подвижности (кислорода и серы). Однако это требует специального рассмотрения. Приведенные немногочисленные данные по волластонитсодержащим породам позволяют лишь отнести кальций к виртуальным инертным компонентам, т. е. в процессе формирования известковых скарнов ряд подвижности (выведенный для магниезиальных аналогов) в первом приближении сохраняется, но меняется положение кальция и магния. На это указывал Д. С. Коржинский [1955], рассматривая скарнообразование в магниезиальной и известковой обстановке. Железо в последнем случае остается инертным и занимает место вслед за кальцием.

Режим щелочности метасоматизирующих растворов

Анализ парагенезисов метасоматических пород лазуритовых месторождений Прибайкалья был проведен Д. С. Коржинским [1945, 1947]. При этом были рассмотрены минеральные ассоциации, образовавшиеся не только в стадию лазуритообразования, но в значительно большем диапазоне значений температуры: помимо парагенезисов, характерных для метасоматитов указанной стадии, в парагенетический анализ были включены парагенезисы с нефелином, основным плагиоклазом, глауколитом, шпинелью, возникающие еще до стадии лазуритообразования (в том числе и на магматическом этапе). В связи с этим проведен парагенетический анализ минералов пород, формировавшихся в стадию лазуритообразования, и рассмотрена роль режима щелочности (μ_{Na^+} , μ_{K^+}), а также pH и a_{CO_2} в образовании различных метасоматитов этой стадии.

Минеральные фазы метасоматитов стадии лазуритообразования, включенные в анализ, представлены лазуритом, флогопитом, скаполитом, диоксидом, калиевым полевым шпатом и форстеритом, их совокупность охватывает основную массу наблюдавшихся парагенезисов. Для расчетов приняты следующие обобщенные формулы этих минералов (в соответствии с данными об их реальных составах):



Кислый плагиоклаз и афганит, встречающиеся в ассоциации с несколькими из названных выше минералов, в первом приближении полагаются аналогами кислого скаполита и лазурита. Доломит и шпинель являются более ранними фазами и не включены в рассматриваемую систему, частично это же касается парагенезисов с форстеритом, образующихся на магматическом этапе. Кроме того, рассчитана реакция моновариантного равновесия волластонит + флогопит = диоксид + калиевый полевой шпат + кальцит, позволяющая качественно оценить граничные условия устойчивости парагенезисов волластонитовых метасоматитов, с одной стороны, и флогопитовых и лазуритовых метасоматитов — с другой.

Диаграмма зависимости парагенезисов от химических потенциалов щелочей (рис. 25) близко соответствует наиболее щелочно-металльному сектору диаграммы, построенной Д. С. Коржинским [1947], хотя в последней лазурит заменен нефелином, а скапо-

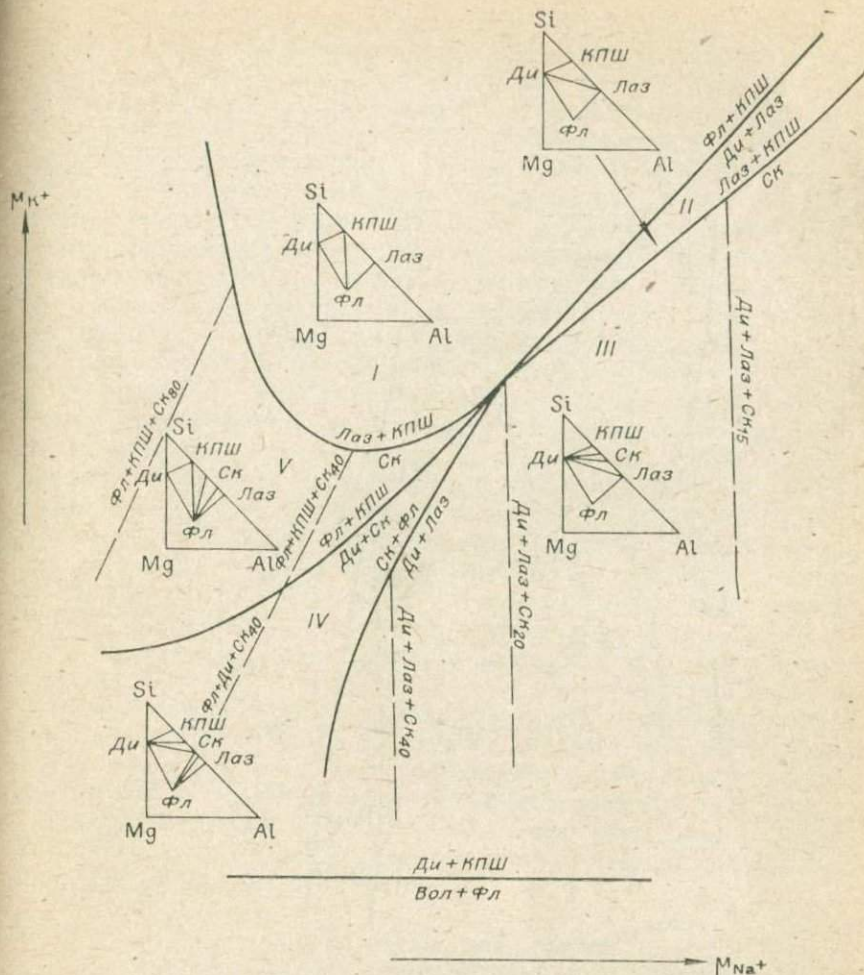


Рис. 25. Зависимость минеральных парагенезисов метасоматитов стадии ла-
зуритизации от химических потенциалов щелочей.

лит — плагиоклазом. Существенно различаются лишь наклоны линий равных предельных составов минералов. Из диаграммы (см. рис. 25) следует, что изменение химических потенциалов щелочей должно вызывать закономерное изменение парагенезисов минералов: С увеличением щелочнометальности парагенезисы флогопитоносных метасоматитов (см. рис. 25, поля IV—V) сменяются ассоциациями, характерными для лазуритовых метасоматитов, причем наиболее распространенной в последних ассоциации диопсид + лазурит (поле II) отвечают максимальные значения величин химических потенциалов щелочей.

Из диаграммы, построенной в координатах $pH - \lg a_{CO_2}$ (рис. 26), следует, что в рамках рассматриваемой системы воз-

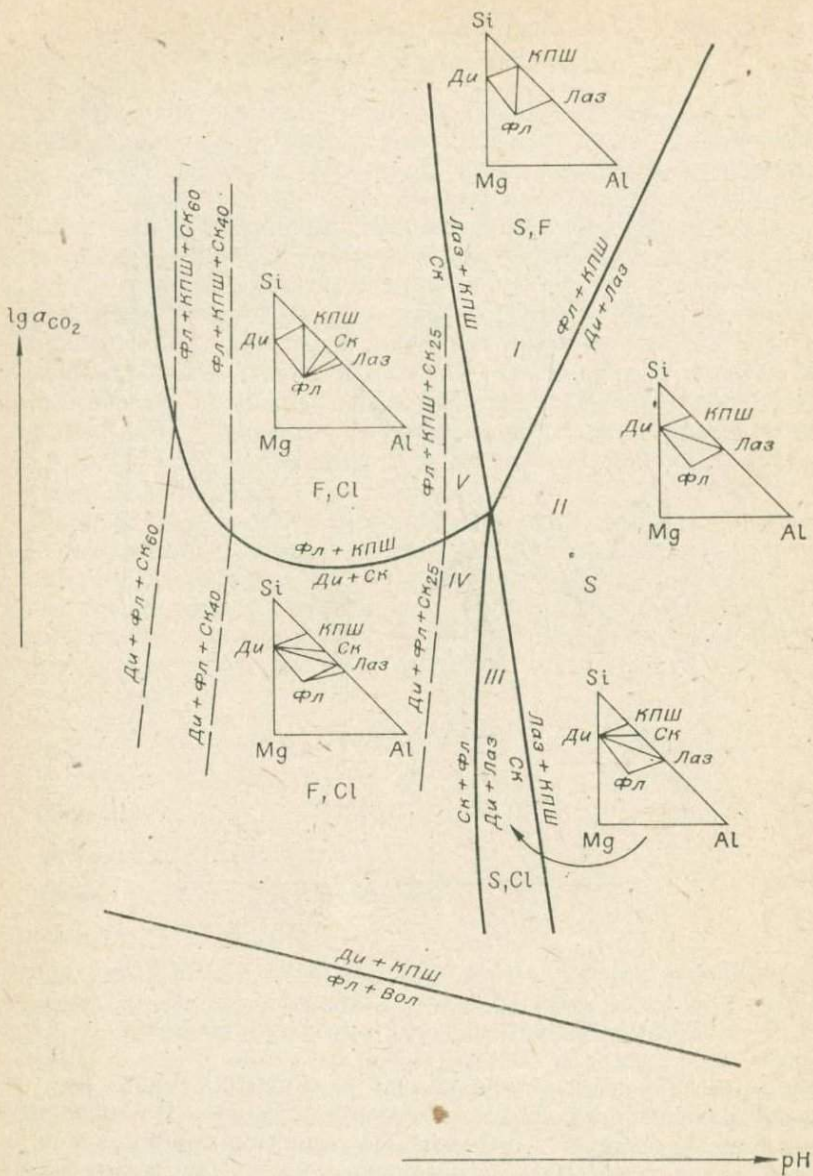


Рис. 26. Зависимость минеральных парагенезисов метасоматитов стадии лазуритизации от pH и логарифма активности CO₂.

растание pH вызывает обязательную смену волластонитовых метасоматитов флогопитоносными, а затем — лазуритоносными при любых значениях активности CO₂.

Более высокому pH отвечают ассоциации поля II с типичными парагенезисами лазуритоносных метасоматитов, редкие ассоциа-

ции лазурита с флогопитом (поле I) и даже с кислым скаполитом (поле III) при каждом конкретном значении активности CO_2 формируются в менее щелочной обстановке. Это обстоятельство послужило основой для разделения лазуритовых месторождений по щелочности [Коржинский, 1947]; метасоматиты Слюдянского лазуритового месторождения «с промежуточной зоной плагиоклазита или скаполита» относятся к месторождениям высокой щелочности, а Мало-Быстринское, как не содержащее таких зон, — к месторождениям весьма высокой щелочности. Признавая справедливость такого разделения месторождений, хотелось бы отметить следующее: поскольку диопсид-лазуритовые породы, ассоциирующиеся с калишпатовой зоной сиенитового состава, являются ведущим типом лазуритоносных метасоматитов на любом из изученных месторождений, можно полагать, что условия высокой щелочности в течение второй стадии были характерны для каждого из них. Кроме того, на этих месторождениях в той или иной степени проявились парагенезисы полей I и III (см. рис. 26), что связано и с особенностями состава исходного субстрата. В то же время месторождения формировались в разных условиях щелочности, и связано это главным образом с пространственной эволюцией щелочности (рН) воздействующих растворов, обусловленной взаимодействием их с разными вмещающими породами.

Подчиненную роль в формировании метасоматитов второй стадии играл режим углекислоты — это касается лазуритовых пород, формирующихся в широком диапазоне относительных значений парциального давления углекислоты (см. рис. 26). В то же время они, вероятно, могут образовываться при больших значениях этого параметра, нежели типичные парагенезисы флогопитоносных метасоматитов (это касается диопсид-скаполитовых пород). Возможно, еще в менее углекислотной обстановке развивались волластонитовые метасоматиты.

Режим летучих компонентов при формировании лазуритовых месторождений

Лазуритоносные метасоматиты и их фациальные аналоги содержат значительные количества летучих компонентов — воды, углекислоты, серы, фтора, хлора. Важнейшие из них — вода и углекислота — принимают участие во всех изучаемых процессах на любой стадии минералообразования. Сера, фтор и хлор являются типоморфными элементами данной группы метасоматитов, и их поведение при формировании месторождений представляет особый интерес.

Основными минералами-концентраторами фтора являются слюды, апатит, гумит-клиногумит, афмоболы при подавляющей распространенности в метасоматитах флогопита. Сера и хлор, помимо сульфидов и апатита, в главной своей массе связаны со скаполитом, минералами групп содалита и канкринита. Учитывая, что формирование большинства названных минералов связано с опре-

деленными стадиями процесса, а минералы, кристаллизующиеся в несколько стадий, закономерно изменяют свой состав, можно проследить эволюцию состава летучих компонентов во времени.

Скарны магматического этапа содержат летучие компоненты в рассеянном виде, так как в породах отсутствуют их минералы-концентраторы, которые появляются начиная с первой стадии постмагматического этапа. Для главколитов характерны низкие содержания фтора (до 0,05 вес. %) и хлора (до 0,07 вес. %), а главные компоненты анионной части — углекислота и вода. Однако в ряде образцов установлены повышенные (до 1,69 вес. %) содержания сульфата [Смирнов, 1962].

Основное обогащение метасоматитов летучими компонентами фиксируется со второй стадии. Сера — один из главных компонентов лазуритсодержащих пород. При этом важно отметить, что максимальное концентрирование серы во вторую стадию характерно и для флогопитоносных метасоматитов (скаполиты диопсидскаполитовых пород содержат до 2,4% SO_3). Основные минералы-концентраторы хлора — афганит и содалит (гакманит). Учитывая данные по взаимоотношению этих минералов с лазуритом и состав разных по степени упорядоченности генераций лазурита, можно утверждать, что по времени главной фиксации хлор несколько отстает от серы, накапливаясь в породах и минералах, возникающих в конце второй стадии. Фтор связан с флогопитом, кристаллизующимся также со второй стадии. Однако, как показано выше (см. табл. 12), максимальные содержания фтора характерны для флогопитов третьей стадии. В последующие стадии постмагматического процесса наблюдается вынос серы, хлора и фтора из метасоматитов, связанный с разрушением главных минералов-концентраторов. Лишь часть этих элементов перераспределяется в поздних породах.

Таким образом, во временной эволюции режима летучих компонентов фиксируются максимумы концентрирования отдельных элементов по стадиям: для серы — вторая, для хлора — конец второй, для фтора — третья. С течением времени закономерно изменяются температурный режим и щелочность воздействующих растворов, поэтому смена во времени максимума активности относительно слабого кислотного компонента (серы) максимумами активности более сильных кислотных компонентов (хлора, фтора) может быть обусловлена раскислением воздействующих растворов в рассматриваемом временном диапазоне.

Рассмотрим поведение летучих компонентов в процессах второй стадии в условиях, близких к изотермичным. На полях диаграммы (см. рис. 26) нанесены данные о летучих компонентах, преобладающих в соответствующих парагенезисах. Очевидна зависимость режима летучих от щелочности. Парагенезисы, формирующиеся в условиях наиболее высоких значений pH, характеризуются самыми высокими содержаниями серы. По мере снижения щелочности парагенезисы с серой последовательно замещаются хлор- и фторсодержащими ассоциациями. Относительное положение

ние F и Cl в этом ряду определяется по смене лазурита афганитом или содалитом. Если теперь обратиться к временной последовательности концентрирования летучих компонентов, где отмечен тот же порядок смены элементов ($S \leftarrow Cl \leftarrow F$), то можно полагать обусловленность этого явления изменением режима щелочности растворов.

Следовательно, основное влияние на режим летучих компонентов, их концентрирование в пространстве и времени при формировании рассматриваемых месторождений оказывает щелочность минералообразующих растворов.

T — P-условия формирования пород постмагматического этапа

Постмагматический этап начинается вслед за полной кристаллизацией магматических расплавов. Минимальная температура кристаллизации магматических пород, установленная по данным термометрии для нефелиновых сиенитов, — 655°C . Из пород, бесспорно относящихся к постмагматическому этапу, наиболее высокотемпературными являются главколитовые метасоматиты, относящиеся к первой стадии и формирующиеся при $615\text{—}635^{\circ}\text{C}$. Вероятно, температурная граница, разделяющая два этапа минералообразования, соответствует $635\text{—}655^{\circ}\text{C}$.

Для большого числа пород, относимых ко второй стадии, общий температурный интервал образования определяется $520\text{—}605^{\circ}\text{C}$. К относительно высокотемпературным образованиям принадлежат волластонитовые и лазуритовые метасоматиты, для которых соответственно установлены температурные интервалы $560\text{—}605$ и $545\text{—}600^{\circ}\text{C}$. Флогопитоносные метасоматиты лазуритовых месторождений возникают при $535\text{—}580^{\circ}\text{C}$. Более низкими температурами образования в рамках второй стадии характеризуются афганитовые метасоматиты — $520\text{—}565^{\circ}\text{C}$. Сравнение последних цифр с температурами, полученными для лазуритоносных метасоматитов, хорошо объясняет реально наблюдаемые соотношения между лазуритом и афганитом, когда они либо сосуществуют, либо лазурит замещается афганитом. В целом указанные температурные интервалы формирования пород второй стадии близки и взаимно перекрываются, что подтверждает правильность рассмотрения их как факультативных аналогов.

Аполазуритовые флогопитоносные метасоматиты, относящиеся к третьей стадии минералообразования, обнаруживают существенно более низкие температуры образования — $465\text{—}505^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем лазурит частично устойчив и в эту стадию и изредка перекристаллизуется на фронте замещения. Поэтому общий температурный интервал формирования лазурита можно оценить в $500\text{—}600^{\circ}\text{C}$. На этот же интервал указывают и данные экспериментальных исследований, именно при этих температурах осуществляются фазовые переходы структурных модификаций ла-

зурита в кубический лазурит. Переход относится к типу порядок — беспорядок, а для лазуритовых месторождений характерны лазуриты различной степени упорядоченности [Сапожников, Иванов, 1976; Сапожников и др., 1977]. Более высокие значения температур лазуритообразования (600—690°C) получены по кальцит-доломитовому геотермометру в синлазуритовых кальцитах [Воробьев, Матонин, 1980]. Относительный разброс цифр подтверждает довольно значительный температурный интервал формирования лазуритоносных метасоматитов, но абсолютные значения температур (особенно верхние) плохо согласуются с наблюдаемыми взаимоотношениями пород и скорее всего являются завышенными. Причина подобного завышения не вполне ясна, особенно если учесть, что цифры, полученные этим методом для постлазуритовых флогопит-кальцитовых пород (465°C), совпадают с нашими данными.

Термометрия последующих, более низкотемпературных процессов детально не проводилась. Отметим лишь в силу специфичности заключительную, седьмую стадию постмагматического минералообразования. Ее породы содержат в своем составе обычную ромбическую самородную серу, имеющую температуру плавления 112,8°C. Формы выделения серы (диспергирование, выполнение пустот) свидетельствуют о том, что породы начали формироваться несколько выше этой температуры. При этом кристаллизующийся кальцит, вероятно, захватывал в виде включений высокосернистые растворы, которые в дальнейшем (по мере остывания) осаждали самородную серу.

Обзор геологического положения лазуритовых месторождений мира [Лицарев, 1973; Киевленко, Сенкевич, 1976] не выявляет приуроченности лазуритовой минерализации к породам какой-либо определенной фации давления (глубинности). Лазурит известен в гранулитовых, близповерхностных и вулканических комплексах пород. Малоуглубинным является и Зардалекский щелочной комплекс, в скарнах которого отмечен монтичеллит. В то же время наиболее важные в промышленном отношении месторождения связаны с глубинными комплексами и являются скарново-метасоматическими образованиями. В скарновом процессе важной составляющей общего давления является парциальное давление углекислоты ($P_{\text{CO}_2} \leq P_{\text{общ}}$), что можно использовать при оценке условий формирования пород. Незначительные углы наклона линий моновариантного равновесия, разделяющих флогопитоносные и лазуритоносные парагенезисы относительно координаты $\lg a_{\text{CO}_2}$ (см. рис. 26), свидетельствуют о малом изменении режима углекислоты при формировании указанных метасоматитов. Более важную роль режим углекислоты играл при формировании волластонитовых метасоматитов, что можно видеть на примере равновесной реакции $\text{Ди} + \text{КПШ} \rightleftharpoons \text{Вол} + \text{Фл}$ (см. рис. 26). С понижением давления диопсид-калишпатовая ассоциация становится неустойчивой и замещается волластонит-флогопитовой. Существование в районе лазуритовых месторожде-

ний этих двух парагенезисов, развивающихся одновременно в ходе второй стадии, указывает на формирование соответствующих метасоматитов в условиях (в отношении парциального давления углекислоты), близких к моновариантному равновесию указанной реакции.

Вероятно, несмотря на приуроченность к высокометаморфизованным гранулитовым комплексам, лазуритоносные метасоматиты и их фациальные аналоги формируются в условиях заметно меньших давлений (глубинности?). Причем относительное уменьшение давлений фиксируется уже на магматическом этапе. Формируемые на этапе гранитизации породы в основном характеризуются парагенезисами, отвечающими амфиболитовой фации метаморфизма. На постмагматическом этапе в период образования лазуритоносных метасоматитов происходит дальнейшее снижение давления. Это проявляется в приуроченности метасоматитов к тектонически ослабленным зонам, появлению в них таких минералов, как волластонит, санидин, гроссуляр. По-видимому, и большинству фельдшпатоидов, имеющих достаточную «рыхлую» структуру и значительный молекулярный объем, более свойственны условия относительно невысоких давлений. На неустойчивость минералов группы содалита при высоких давлениях указывает Р. Брэдли [Bradley *et al.*, 1972]. В этой связи кажется весьма симптоматичным то, что ассоциации некоторых новых и редких фельдшпатоидов пока известны лишь на лазуритовых месторождениях магнезиально-скарновой формации [Иванов и др., 1978] и ряде вулканов Италии [Hogarth, Griffin, 1975]. Конечно, нет никаких оснований для отнесения прибайкальских и памирских месторождений по условиям давлений к приповерхностным. Здесь не отмечены многие типичные абиссофобные минералы (мелилит, монтичеллит и др.), но вместе с тем нет оснований и для отнесения месторождений к абиссальной фации глубинности.

Таким образом, для формирования лазуритоносных метасоматитов и их фациальных аналогов в принципе не требуются $T - P$ -условия гранулитовой фации метаморфизма. Приуроченность лазуритовых месторождений к высокометаморфизованным толщам обусловлена причинно-следственными связями, когда сами лазуритоносные метасоматиты являются отдельным звеном в закономерной цепи процессов минералообразования.

Об источнике вещества лазуритоносных пород

Лазурит главным образом имеет эндогенную природу, кристаллизуясь в тесной генетической связи с процессами эндогенного гидротермально-метасоматического минералообразования. Именно таким путем формируются лазуритоносные породы, в которых лазурит играет роль породообразующего минерала, в том числе их ювелирные или поделочные разности. Все известные в настоящее

время месторождения последних относятся к этому генетическому типу. Эндогенное лазуритообразование происходит в следующих геологических обстановках.

1. В областях региональной гранитизации глубокометаморфизованных докембрийских толщ в процессе формирования разнообразных постмагматических скарнов и кальцифиров магнезиально-скарновой формации (в основном биметасоматических). Это наиболее глубокий тип лазуритовых пород, имеющий самое важное практическое значение. К нему наряду с месторождениями СССР (Прибайкалье, Памир) относятся месторождения Афганистана и Канады.

2. На контакте массивов магматических пород с вмещающими их карбонатными толщами. В этом случае лазуритообразование протекает в процессе взаимодействия магматогенных флюидов с карбонатным веществом субстрата, видимо в гипабиссальных условиях. Примером могут служить лазуритсодержащие породы Туркестано-Алая (Зардалекский массив) и, возможно, месторождения Чили с промышленными скоплениями лазурита. В то же время чилийские месторождения изучены слабо, и не представляется возможным однозначно судить об условиях их формирования.

3. В ксенолитах доломитов среди щелочных лав и пирокластов некоторых вулканов Италии [Merlino, Orlandi, 1977; Hogarth, Griffin, 1975]. Практического значения эти проявления лазурита не имеют, но находки здесь лазурита и других минералов группы содалита (и канкринита) чрезвычайно важны в минералогическом отношении.

Таким образом, эндогенное лазуритообразование протекает на разных уровнях глубинности. При этом выявляются общие для всего эндогенного лазуритообразования геолого-геохимические условия, выражающиеся в воздействии магматогенных флюидов (растворов) на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Последние характеризуются значительной или повышенной магнезиальностью. Алюмосиликатные породы (кислые, щелочные и основные) большей частью сингенетичны с воздействующими флюидами, но могут представлять более ранние породы субстрата (например, сланцы докембрийских толщ).

Наряду с эндогенным лазуритом в природе этот минерал обнаружен в осадках, где он является вторичным. Подобный лазурит представлен аутигенными микроскопическими включениями, образовавшимися в прослоях метапелитов среди пластов каменной соли, подвергшихся сероводородному заражению [Bradley, 1964]. Такие находки единичны, представляют минералогическую редкость, не имеют промышленного значения. В то же время они свидетельствуют о возможности образования лазурита в процессе диагенеза и, вероятно, метаморфизма эвапоритов.

Наряду с этим вызывают серьезные возражения попытки рассматривать некоторые глубокие месторождения лазурита магнезиально-скарновой формации как результат метаморфизма докемб-

рийских эвапоритов [Hogarth, Griffin, 1978; Kulke, 1976]. Характерно, что в этом аспекте рассматриваются месторождения, в пределах которых собственно гранитообразование проявлено слабо и, видимо, отсутствуют тела перемещенных гранитоидов, а лазуризации на контакте с мраморами подвергаются алюмосиликатные породы, представленные мигматизированными (гранитизированными) метаморфитами или скарнами этапа гранитизации. Следовательно, и в рассматриваемых случаях гранитизация предшествовала лазуритообразованию. Характерно, что ни на одном месторождении мира не наблюдалось наложения гранитизации на лазуриносные породы или пересечения последних гранитоидами и другими магматитами — продуктами гранитизации.

Таким образом, возрастное положение глубинных лазуриносных пород магнезиально-скарновой формации относительно метаморфизма и ультраметаморфизма устанавливается достаточно однозначно. Лазуритообразование, протекающее в тесной пространственной и генетической связи с ультраметаморфизмом, происходит вслед за мигматизацией, гранитизацией метаморфитов и сопряженным гранитообразованием и в силу этого рассматривается как постметаморфический и постмагматический процесс. Видимо, процессы гранитизации и сопряженного гранитообразования наиболее интенсивно и широко проявлены в районах лазуриновых месторождений СССР (прежде всего в Прибайкалье). Граниты не обнаружены только на Похабинском месторождении — это, очевидно, единственная причина отнесения его к метаморфическим [Киевленко, Сенкевич, 1976]. При этом недоразумением является отнесение подвергшихся лазуризации скаполит- и диопсидсодержащих пород месторождения к метаморфитам (мраморам). В то же время породы Похабинского месторождения характеризуются явно выраженной метасоматической зональностью, скаполит же содержит реликты основного плагиоклаза, который (как и глиноземистый диопсид) возникает в процессе гранитизации и сопряженного скарнирования мраморов.

Попытки причисления лазуриносных метасоматитов к метаморфизованным эвапоритам вызваны желанием объяснить одновременно высокое концентрирование в этих породах щелочных металлов и летучих компонентов, в первую очередь хлора и серы. Причины и механизм формирования пород такого своеобразного состава с достаточной полнотой рассмотрены в предыдущих разделах работы. Из приведенных данных следует, что повышенные содержания щелочей, серы, хлора и других летучих компонентов в лазуриносных породах ни в коей мере не обусловлены составом вмещающих пород в отношении этих компонентов, т. е. не зависят от местных реакций минералообразования и определяются его внешними условиями (химическими потенциалами или активностями рассматриваемых компонентов в воздействующем флюиде). Это подчеркивается и отсутствием среди метаморфитов, вмещающих глубинные лазуриновые месторождения магнезиально-скарновой формации, аналогов эвапоритов, так же как и коррект-

ных данных о формировании первичных осадочно-вулканогенных толщ в соответствующей обстановке. Находка ангидрита в ассоциации с гипсом, флюоритом, флогопитом и апатитом в гнейсовой толще, перекрывающей лазуритоносные мраморы Сары-Санга (Афганистан), не подкреплена доказательствами их парагенности и метаморфической природы. Гипс и ангидрит известны и в Прибайкалье (в частности, на Мало-Быстринском месторождении): ангидрит образует микровключения в синлазуриновом кальците [Воробьев, Матонин, 1980], но отсутствует в мраморах и скарнах магматического этапа; гипс в виде натечных агрегатов или кристаллов широко развит в пустотах выщелачивания, в самых поздних тектонических зонах, карстовых полостях. Гидротермальный генезис ангидрита и гипса на Мало-Быстринском месторождении вполне очевиден.

Таким образом, источник вещества лазуритоносных пород магнетитово-скарновой формации разноплановый. Если источником кремния, алюминия, магния являются вмещающие породы, то источник щелочей и летучих компонентов — внешний, и лазуритообразование обусловлено привнесом этих компонентов. Учитывая тесную генетическую связь лазуритообразования с гранитизацией метаморфитов, следует полагать, что источник лазуритообразующих флюидов имеет ту же генетическую природу, что и источник гранитизирующих флюидов. Конкретизация этого вопроса представляет отдельную важную проблему. Можно было бы связать повышенное концентрирование щелочей и летучих компонентов с их мобилизацией гранитизирующими флюидами из метазвапоритов на более глубинных уровнях, однако мы пока не располагаем такими данными. К тому же вызывают сомнения палеорекострукции докембрийского осадконакопления, основанные на отнесении к метазвапоритам пород со скаполитом, флогопитом и даже лазуритом [Салоп, 1982; Кулиш, 1983], в подавляющей своей части имеющих постметаморфическую скарновую природу.

Изотопный состав лазуритоносных пород изучен очень слабо. В настоящее время имеются сведения об изотопном составе стронция и серы лазуритоносных метасоматитов отдельных месторождений СССР. Изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098$) [Воробьев, 1976] указывает на коровый источник этого элемента и, возможно, самих лазуритизирующих флюидов. Сера лазуритоносных метасоматитов обогащена тяжелым изотопом S^{34} .

Для месторождений Прибайкалья и Памира для сульфатной серы $\delta\text{S}^{34} = 15,3-50,6\%$, сульфидной — $\delta\text{S}^{34} = -9,0 \div +37,3\%$, самородной Мало-Быстринского месторождения — $\delta\text{S}^{34} = 30,5-35,0\%$ [Виноградов, Лицарев, 1972]. Наиболее значительно обогащение тяжелым изотопом S^{34} минералов и пород последнего месторождения.

Интерпретировать полученные данные однозначно не представляется возможным. Прежде всего это касается вывода о биогенном происхождении серы месторождений, формировавшихся в докембрии.

При изучении петрологии, минералогии и геохимии лазуритовых месторождений СССР получены следующие основные результаты.

1. Выделены основные этапы формирования пород, составляющих месторождения, — метаморфический, магматический и постмагматический. Проведено систематическое изучение вещественного состава этих пород и показаны условия их образования. Установлено, что в магматический этап ($T = 650-740^{\circ}\text{C}$) происходит взаимодействие гранитоидной магмы с доломитовыми мраморами, приводящее к формированию магнезиальных скарнов, а также магматических сиенитов, нефелиновых сиенитов и анортозитов. Показаны широкое развитие названных пород в районе лазуритовых месторождений и ведущее значение процессов магматического этапа в подготовке субстрата для последующей лазуритизации.

2. Определено место лазуритообразования в ряду процессов постмагматического минералообразования и рассмотрены геологические и физико-химические закономерности проявления этого процесса. Установлено, что фаціальными аналогами лазуритсодержащих пород являются флогопитовые, волластонитовые и афганитовые метасоматиты.

3. Изучена минералогия лазуритоносных метасоматитов. Уточнены состав и свойства лазурита, выявлены его новые структур-

ные модификации — триклинная и моноклинная. Впервые в СССР обнаружен афганит и уточнена его структурная формула. Открыты новые канкринитоподобные фельдшпатоиды — быстриит и тункит. Предложена новая систематика минералов группы содалита и канкринита.

4. Приведена геохимическая характеристика магматических и постмагматических пород лазуритовых месторождений. Выявлена принадлежность изучавшихся гранитоидов к геохимическому типу ультраметаморфических гранитов [по Л. В. Таусону, 1977]. Показана геохимическая специфика лазуритоносных метасоматитов. Установлены основные закономерности поведения и распределения ряда редких элементов в процессах формирования пород лазуритовых месторождений.

- Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора. — М.: Наука, 1968. — 184 с.
- Афонина Г. Г., Шмакин Б. М., Макагон В. М. Экспрессный метод определения упорядоченности моноклиновых и триклинных калиевых полевых шпатов. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 449—452.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. — М.: Недра, 1976. — 323 с.
- Бернасовский В. Я., Кузнецов Н. Н. Первая находка лазурита на Украине. — Минералогический сборник Львовского университета, 1970, вып. 4, № 24, с. 429—431.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатосодержащих гипербазитов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5, с. 1182—1185.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов В. И., Лицарев М. А. Изотопный состав серы и некоторые особенности образования лазурита. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 267—282.
- Вишняков В. Н., Левицкий В. И., Петрова З. И. Редкоэлементная характеристика волластонитов Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 66—72.
- Вишняков В. Н., Ущановская З. Ф., Таскина Н. Г. Известковые скарны Слюдянского месторождения волластонита. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 52—65.
- Воробьев Е. И. О физико-химических условиях формирования лазурита Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 124—127.
- Воробьев Е. И., Матонин В. Н. Содалитсодержащие жильные образования на Мало-Быстринском месторождении лазурита. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 73—85.
- Воробьев Е. И., Матонин В. Н. Новые данные по геологии и генезису лазуритовых месторождений Прибайкалья. — В кн.: Железomagнезальный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 149—157.
- Воскобойникова Н. В. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита. — Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1938, ч. 67, № 4, с. 501—522.
- Давыдченко А. Г. Метаморфическая зональность и петрологическое взаимоотношение ваханской серии и рушанского комплекса. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 6, с. 1370—1374.
- Давыдченко А. Г. Некоторые особенности высокотемпературного метасоматического минералообразования в толщах доломитовых мраморов в регрессивный этап ультраметаморфизма (Юго-Западный Памир). —

- В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 2. Киев: Наук. думка, 1972, с. 137—145.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4.— М.: Мир, 1966.— 481 с.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Гостеолтехиздат, 1960, с. 507—522.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 471 с.
- Зия-зада Ахмед Кули. Минералогия Сары-Сангского месторождения лазурита (Афганистан). Канд. дис.— Киев, 1971.— 130 с.
- Иванов В. Г. Основные закономерности формирования лазуритовых проявлений Юго-Западного Прибайкалья.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1973, с. 209—213.
- Иванов В. Г., Сапожников А. Н. Первая находка афганита в СССР.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1975, вып. 3, ч. 104, с. 328—331.
- Иванов В. Г. Некоторые геохимические особенности формирования пород лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья.— Геохимия, 1976, № 1, с. 47—53.
- Иванов В. Г., Петров Л. Л. Поведение бора и бериллия при формировании пород лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976, с. 174—178.
- Иванов В. Г., Самойлов В. С., Петров Л. Л., Ярошенко С. К. Геохимические особенности формирования лазуритовых метасоматитов Южного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 1, с. 204—207.
- Иванов В. Г., Самойлов В. С., Сапожников А. Н., Кашаев А. А. Минералогия лазуритовых месторождений СССР.— В кн.: Тезисы докладов XI съезда Междунар. минералог. ассоциации. Т. 2. Новосибирск, 1978, с. 109—110.
- Иванов В. Г., Самойлов В. С., Сапожников А. Н., Кашаев А. А. Минералогия лазуритовых месторождений СССР.— В кн.: Материалы XI съезда ММА. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980, с. 97—104.
- Иванов В. Г., Сапожников А. Н. Структурно-минералогические особенности оптически изотопного лазурита из месторождений Прибайкалья.— В кн.: Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983, с. 57—62.
- Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1970.— 166 с.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района.— В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.— Л.: ГОНТИ, 1939, с. 176—244.
- Киевленко Е. Я. Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня СССР.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 7—15.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней.— М.: Недра, 1976.— 280 с.
- Кильдеев А. М. Геологическое строение и генезис Тултуйского проявления лазурита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 113—119.
- Клушников С. П., Понов А. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира.— Тр. Таджикско-Памирской эксп., 1934, вып. 60, с. 44—57.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 205 с.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Вып. 61.— М.: изд. ИГН АН СССР, 1945.— 111 с.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— М.: изд. ИГН АН СССР, 1947.— 164 с.

- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.
- Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 24—30.
- Критерии** надежности методов радиологического датирования/Шанин Л. Л., Волков В. Н., Лицарев М. А. и др.— М.: Наука, 1979.— 207 с.
- Кудряшова В. И.** Новые минералы. XXXII.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1978, вып. 3, ч. 107, с. 326—347.
- Кулиш Е. А.** Осадочная геология архея Алданского щита.— М.: Наука, 1983.— 208 с.
- Левицкий В. И.** Геохимия высокотемпературных метасоматитов в карбонатных породах Юго-Западного Прибайкалья. Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1978.— 25 с.
- Левицкий В. И., Петрова З. И.** Нефелиновые породы шарыжалгайской серии (Южное Прибайкалье).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 965—968.
- Лицарев М. А.** Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 340—372.
- Лицарев М. А.** Лазурит, его генезис и сырьевая база.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 62—80.
- Матони В. Н., Алексеев Ю. И.** Некоторые сведения по Мало-Быстринскому месторождению лазурита.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 56—61.
- Москоченко Н. И.** Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 160 с.
- Перцев Н. Н.** Волластонитсодержащие и силикатно-карбонатные породы джелтулинской серии архея Алданского щита.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 359—365.
- Перцев Н. Н.** Парагенезис борных минералов в магмезальных скарнах.— М.: Наука, 1971.— 192 с.
- Петрова З. И., Левицкий В. И.** Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 199 с.
- Полякова Е. Д.** Лазуриты Южного Прибайкалья.— Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед., М.—Л., 1932, вып. 244.— 19 с.
- Салоп Л. И.** Геологическое развитие Земли в докембрии.— Л.: Недра, 1982.— 300 с.
- Сапожников А. Н.** Рентгеноструктурное изучение армстронгита, Са-содержащего эльпидита, лазурита и быстрита. Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1980.— 22 с.
- Сапожников А. Н., Иванов В. Г.** Находка триклинной (псевдоромбической) модификации лазурита.— В кн.: Собрание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976, с. 81—82.
- Сапожников А. Н., Иванов В. Г., Кашаев А. А.** Новая структурная модификация лазурита.— В кн.: Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания по рентгенографии минерального сырья. Ч. 1. Львов, 1977, с. 37.
- Сапожников А. Н., Иванов В. Г., Кашаев А. А.** Новые данные о триклинной модификации лазурита.— В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979, с. 48—54.
- Сапожников А. Н., Дорохова Г. И., Победимская Е. А., Кашаев А. А.** О кристаллической структуре триклинного лазурита.— Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по кристаллохимии неорганических и координационных соединений. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983, с. 66.
- Синицын Н. М.** Тектоника горного обрамления Ферганы.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.— 117 с.

- Слюдянский кристаллический комплекс/Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н., Некрасова Е. А.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981.— 197 с.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья.— В кн.: Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 183—241.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 279 с.
- Хорева Б.-Я. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций одного лазуритового месторождения.— В кн.: Петрографический сборник № 1. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с. 62—86.
- Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии.— Л.: Недра, 1974.— 214 с.
- Ферман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Т. 7.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 592 с.
- Шабьини Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3, с. 3—27.
- Шанин Л. Л., Иванов П. Б., Лицарев М. А. и др. Результаты радиологического датирования флогопитов Юго-Западного Памира.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 69—81.
- Шафеев А. А. Мезозойско-кайнозойский Утуликский дайковый пояс (Юго-Западное Прибайкалье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3, с. 57—65.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана.— М.: Наука, 1970.— 175 с.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1966.— 173 с.
- Bariand P., Cesbron F., Giraud R. Une nouvelle espece minerale: l'afganite de Sar-e-Sand, Badakhshan, Afganistan.— Bull. Soc. franc. Miner. Crist., 1968, t. 91, p. 34—42.
- Bradley W. H. Lazurite, talc and chlorite in the Green River formation of Wyoming.— Am. Miner., 1964, v. 49, № 5—6, p. 778—780.
- Bradley R. S., Clark I. P., Munro D. C., Singh D. Studies by electrical conductivity methods at elevated pressures and temperatures of ultramarine and related minerals.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1972, v. 36, N 4, p. 471—480.
- Brown W., Gesbron F. Sur les surstructure des cancrinites.— Comptes rendus acad. sci., Paris, 1973, t. 276, Ser. D, N 1, p. 1—4.
- Burrigato F., Parodi G. C., Zanazzi P. F. Sacrofanite, a new mineral of the cancrinite group.— N. Jb. Miner. Abh., 1980, Bd 140, N 1, S. 102—110.
- Goldsmith J. R. The join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ (anorthite-water) at elevated pressures and temperatures.— Am. Miner., 1981, v. 66, N 11—12, p. 1183—1188.
- Hogarth D. D., Griffin W. L. Further data on lapis lazuli from Latium, Italy.— Canad. Mineral., 1975, v. 13, p. 89—90.
- Hogarth D. D., Griffin W. L. New data on lazurite.— Lithos, 1976, v. 9, N 1, p. 39—54.
- Hogarth D. D., Griffin W. L. Lapis lazuli from Baffin Island — a Precambrian meta-epaporite.— Lithos, 1978, v. 11, N 1, p. 37—60.
- Ito T., Sadanaga R. On the polysynthetic structure of hauyne.— Int. Union Cryst. Seventh Internat. Congr. and Symposium on Crystal Growth (Abstract). Moscow, 1966, p. A57.
- Jarchow O. Atomanordnung und Strukturverfeinerung von Cancrinit.— Z. Kristallogr., 1965, Bd 122, H. 5/6, S. 407—422.
- Kulke H. Die Lapislazuli — Lagerstätte Sare Sang (Badakhshan) Geologie, Entstehung, Kulturgeschichte und Bergbau.— Afganistan Journal, 1976, Jg 3, H. 2, S. 43—56.
- Leoni L., Mellini M., Merlino S., Orlandi P. Cancrinite-like minerals: new data and crystal chemical considerations.— Rendiconti S.I.M.P., 1979, v. 35, N 2, p. 713—719.

- Mazzi F., Tadini G. Giuseppettite, a new mineral from Sacrofano (Italy), related to the cancrinite group.— *N. Jb. Miner. Mh.*, 1981, H. 3, S. 103—110.
- Merlino S., Mellini M. Crystal structures of cancrinite-like minerals.— *Izv. Jugosl. cent. Kristalogr. (abstract)*, 1976, v. 11, p. A19—20.
- Merlino S., Orlandi P. Liottite, a new mineral in the cancrinite-davyne group.— *Am. Miner.*, 1977a, v. 62, N 3—4, p. 321—326.
- Merlino S., Orlandi P. Franzinite, a new mineral phase from Piligliano (Italy).— *N. Jb. Miner. Mh.*, 1977b, H. 4, S. 163—167.
- Saalfeld H. Untersuchungen über die Nosean-Struktur.— *N. Jb. Miner. Mh.*, 1959, H. 1, S. 38—46.
- Saalfeld H. Strukturbesonderheiten des Hauyngitters.— *Z. Kristallogr.*, 1961, Bd 115, H. 1/2, S. 132—140.
- Sieber W., Meier W. Formation and properties of losod, a new sodium zeolite.— *Helv. Chim. Acta*, 1974, v. 57, p. 1533—1549.
- Strunz H. *Mineralogische Tabellen*.— Leipzig, 1977.— 621 S.
- Taylor D. The sodalite group of minerals.— *Contr. Mineral. Petrol.*, 1967, v. 16, p. 172—188.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологическое строение лазуриносных районов и месторождений СССР	5
Юго-Западное Прибайкалье	5
Юго-Западный Памир	14
Туркестано-Алайская горная система	18
Глава II. Геологическая и минералого-петрографическая характеристика пород лазуриновых месторождений	22
Минералого-петрографическая характеристика метаморфических карбонатных пород	22
Геологическое положение пород магматического этапа	27
Минералого-петрографическая характеристика пород магматического этапа	32
Общая геолого-петрографическая характеристика пород постмагматического этапа	44
Петрографическая характеристика метасоматических пород стадии лазуриобразования	65
Глава III. Минералогия фельдшпатоидов лазуриновых месторождений СССР	88
Группа содалита	89
Группа канкринита	107
Глава IV. Геохимическая характеристика пород лазуриновых месторождений	118
Глава V. Петрология пород лазуриновых месторождений	132
Петрология пород магматического этапа	132
Петрология лазуриносных метасоматитов и их фациальных аналогов	144
Заключение	165
Литература	167

Владимир Георгиевич Иванов
Анатолий Николаевич Сапожников

ЛАЗУРИТЫ СССР

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова
СО АН СССР

Редакторы издательства *Т. Г. Призовская, Л. М. Ахентьева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *В. А. Князева, В. В. Игнатьева*

ИБ № 23692

Сдано в набор 31.05.85. Подписано к печати 05.11.85. МН-01606. Формат 60×90^{1/4}.
Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 11+0,5 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 11,75. Уч.-изд. л. 14. Тираж 1000 экз.
Заказ № 761, Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Стаиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к печати следующие книги:

**Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя
Тунгусской синеклизы/Е. П. Акульшина, О. А.
Бетехина, Е. М. Ващенко и др.— 17 л.**

Рассмотрены стратиграфия, литология, палеогеография и условия осадконакопления каменноугольных и пермских алмазоносных отложений Далдын-Алакитского и Мало-Ботубицкого районов Якутии. Составлена серия литолого-палеогеографических карт и геологическая карта погребенного рельефа. Проведен анализ литологического материала и геохимических особенностей глинистого вещества, на основе которого выявлены некоторые черты осадкообразования, цикличное строение верхнепалеозойских отложений и рудоносные уровни.

Для литологов, геологов, стратиграфов.

Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области/П. А. Балькин, Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, Т. Е. Петрова.— 20 л.

Приведены данные по геологии, петрохимии и минералогии протерозойских контрастно дифференцированных ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области. Обосновывается целесообразность объединения их в две формации: дунит-троктолит-габбровую и лерцолит-габбро-норитовую. Детально обсуждаются особенности состава плутонов, их геологическая позиция и металлогеническая специализация.

Для специалистов в области магматической геологии и петрологии магматических пород.

Синяков В. П. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений.— 20 л.

Изложены современные представления о геологических и физико-химических условиях формирования основных групп эндогенных месторождений полезных ископаемых. Определены границы отдельных групп, даны их типоморфные особенности, разработаны геолого-генетические модели, объясняющие размещение и строение месторождений. При анализе процессов рудогенеза широко используется системный подход.

Для специалистов в области эндогенного рудообразования, геохимии и металлогении.

Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрогенезис, геохимия и флюидный режим тектонитов.— 20 л.

Впервые в мировой практике на основании большого геологического и аналитического материала рассмотрены особенности формирования, петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Создана модель массопереноса в тектонитах и оценена их рудогенерирующая специализация в широком диапазоне изменения физико-химических параметров. Петрологические построения базируются на термодинамических расчетах, проведенных по программам физико-химического моделирования на ЭВМ.

Для геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов, специалистов по рудообразованию, нефтяников и гидрогеологов.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресам:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанический проспект, 140
320093 Днепронетровск, проспект Гагарица, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
420043 Казань, ул. Достоевского, 53
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1
664049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 19а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
142284 Протвино Московской обл., МР, «В», 1
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42

2 р. 10 к.

4543



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ