

МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕНЕЗИС  
ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ





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

МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕНЕЗИС  
ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

3917



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск. 1983





УДК 553.8; 549.6

**Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.** — Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся новые материалы по минералогии, геохимии и генезису ювелирных и поделочных камней Восточной Сибири. Основное внимание уделяется характеристике таких минералов, как аквамарин и топаз, шпинель и аметист. Рассматриваются особенности состава и происхождения лазурита, чароита, нефрита, граната и других минералов.

Книга рассчитана на геологов, петрографов, минералогов, геохимиков и любителей цветных камней.

**Редакционная коллегия:**

д-р геол.-мин. наук *О. М. Глазунов* (отв. редактор), *Д. М. Волкова*, канд. геол.-мин. наук *В. И. Левицкий*, канд. геол.-мин. наук *З. И. Петрова*, канд. геол.-мин. наук *А. В. Татаринов*



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Восточная Сибирь всегда славилась цветными камнями. В последние годы новые проявления и месторождения нефрита, лазурита, чаройта, жадеита, родонита, аметиста, шпинели, хризолита, пироба и других разновидностей ювелирного и поделочного камня открыты в Саянах, на Енисейском кряже, в Забайкалье, Прибайкалье и на Сибирской платформе. Это позволяет пополнять запасы сырья и ликвидировать его дефицит. Появилась необходимость обобщения новых данных по минералогии самоцветов Восточной Сибири.

Изучение самоцветов расширяет познания в области минералогии, а также дает возможность высказать соображения об источнике минералообразующих растворов.

В сборнике основное внимание уделено новым для Сибири самоцветам. В большинстве статей приводится не только описательный материал, но и решаются вопросы минералогии и генезиса на количественной основе, а также делается попытка строить модели процесса с минимальным числом конкурирующих факторов. Для многих статей характерно применение различных методов исследования парагенезисов минералов, что положительно влияет на достоверность получаемой генетической информации.

Несмотря на минералогическую направленность работ, авторы не ограничивались изложением данных по минералогии и генезису. Большинство авторов даны сведения о состоянии изученности известных и новых месторождений самоцветов, намечены пути прогнозирования, критерии поисков и оценки месторождений. Вероятно, читатель не найдет в сборнике ответа на все интересующие его вопросы и заметит разные подходы к изучению проблемы и различную степень обоснованности выводов.

Сборник открывается статьей (В. И. Левицкий, З. И. Петрова), освещающей особенности геохимии, причины окраски и закономерности кристаллизации новой находки благородной шпинели в условиях метаморфического процесса.

Обоснована возможность распространения лавровита в кристаллических породах архея. Благодаря прекрасным желто-зеленым тонам этот минерал предлагается в качестве ювелирного (Л. З. Резницкий, А. В. Татаринов).

Новое представление о генезисе грейзенов с гнездами топаза и аквамарина высказано Ю. П. Трошиным с соавторами, что может иметь важное теоретическое и практическое значение.

А. В. Татарининовым рассматриваются минералогия и условия локализации аметиста в скарново-магнетитовых полях Сибирской платформы.

Заметное место в сборнике отводится характеристике и генезису лазурита. Детальное рентгеноструктурное исследование впервые показало, что лазурит имеет иную пространственную группу симметрии, нежели другие минералы содалитовой группы (статья В. Г. Иванова и Л. Н. Сапожникова).

Е. И. Воробьев обращает внимание на то, что представление о генезисе лазурита еще окончательно не сформировалось. Автор предлагает иную модель процесса образования камня, отличную от общепринятой.



Минералогии и любители самоцветов с интересом прочтут статью о жадеите (А. В. Татаринов и др.), где отражен своеобразный взгляд на генезис этого минерала. Так как в Сибири найдены только единичные проявления ювелирного жадеита, то новые сведения о нем будут полезны и для практики поисковых работ.

Популярность сиреневого камня чаройта необычайно велика. Намечались определенные успехи в изучении богатейшей минералогии пока единственного в СССР Мурунского месторождения чаройта (статья Н. В. Владыкина и др.), что нельзя сказать о геологии и генезисе. Как видно, вопросы систематики пород и генезиса этого месторождения требуют дальнейшего углубленного изучения и осмысливания.

С. А. Гурулевым рассмотрены причины окраски голубого диопсида и высказано представление об ошибочном отождествлении этого минерала с виоланом.

Гранаты всегда использовались в ювелирном деле. Обычно выбирались они из кимберлитов. Но в Сибири, где широко развиты кристаллические сланцы, интересными в качестве самоцветов могут оказаться альмандины пород амфиболитовой фации. Альмандины высокого качества иногда оцениваются выше пироба и могут извлекаться из россыпей. В связи с этим приведены довольно полные данные по составу гранатов метаморфитов (статья А. И. Сизых). Следует также иметь в виду возможность находок кроваво-красных гранатов, подобных богемским в древнейших гипербазитах, залегающих среди гнейсов архея.

Ряд статей знакомит читателей с особенностями минералогии и происхождения нефритов Сибири. Подход к решению вопросов нефритообразования с помощью моделирования на ЭВМ расширяет представление о граничных значениях физико-химических параметров процесса метасоматоза (статья Ф. А. Летникова, А. П. Секерина). Новые материалы также позволяют допускать вероятность образования некоторых разновидностей нефрита в процессе гранитизации (статья И. С. Якшина).

Известно, что потребность в цветных, и прежде всего в ювелирных, камнях постоянно возрастает, повышаются требования к качеству сырья. Поэтому необходимы коллективные усилия геологов, физиков и химиков для изучения различных аспектов проблемы самоцветов. Их следует направлять по пути выяснения формы вхождения элементов, природы окраски кристаллов, причин изменения свойств в направлении роста. Особое значение приобретает знание природы ювелирных свойств (прозрачность, окраска и т. д.) кристаллов различного габитуса и генераций. Все эти вопросы могут быть решены в результате применения современных методов радиоспектроскопии, рентгеновского микронзондирования, активационного анализа, термобарогеохимии и флюидного анализа. Большие возможности открываются при изучении редкоэлементного состава минералов и применении геохимической типизации пород.

Поскольку даже самое яркое описание не заменяет зрительного восприятия, хотелось бы подчеркнуть, что почти все названные в книге минералы можно увидеть в музее Иркутского политехнического института, созданном благодаря энтузиазму А. В. Сидорова и его помощников. Интересная коллекция нефрита, чаройта и других самоцветов имеется в объединении «Байкалкварцсамоцветы».

*О. М. Глазунов*



## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

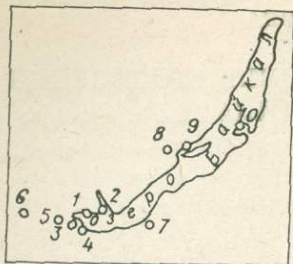
Месторождения и проявления благородной шпинели характерны для глубокометаморфизованных комплексов Канады, Бирмы, Шри-Ланка, Кампучии, Таиланда, о. Мадагаскар, Юго-Западного Памира. Промышленная добыча этого драгоценного камня [Киевленко и др., 1974] в большинстве случаев производится из морских, аллювиальных и делювиальных россыпей и очень редко непосредственно из коренных месторождений. Именно поэтому, особенно в зарубежной литературе, вопросы формирования и размещения месторождений благородной шпинели не рассматривались. Приуроченность благородной шпинели к породам магнезиально-скарновой формации, развитым в глубокометаморфизованных докембрийских комплексах, была установлена на Юго-Западном Памире [Зотов, Киселев, 1977; Колесникова, 1980; и др.] и в Южном Прибайкалье [Петрова и др., 1979]. Строение, вещественный состав, глубинность, степень метаморфизма архея Прибайкалья обнаруживают большое сходство с регионами распространения месторождений благородной шпинели, что позволяет рассматривать этот район как весьма благоприятный и перспективный для ее обнаружения.

Впервые в Прибайкалье благородная шпинель красных оттенков была найдена Б. З. Коленко (1929) в кальцифирах шарыжалгайской серии на Белой выемке. В култукской и перевальной свитах слюдянской серии она отмечалась Н. К. Воскобойниковой (1938) и Д. С. Коржинским (1947). Л. М. Лебедев и Н. Г. Сумин (1952) нашли глыбу породы с красной шпинелью в районе среднего течения р. Слюдянки. П. В. Калинин (1956) встретил красную шпинель в копи Смирнова, М. И. Жеру (1959) — в районе карьера цементных мраморов Перевал, а В. Г. Иванов (устное сообщение) установил довольно широкое распространение этого минерала на Талинском и Малобыстринском месторождениях лазурита. Нами в слюдянской серии она обнаружена в карбонатных породах Асямовской и Кирисовой падей, в коренных выходах вдоль автотрассы Слюдянка — Байкальск, в окрестностях г. Бабушкин и по р. Кырен (Бурятская АССР).

В шарыжалгайской серии было установлено чрезвычайно широкое развитие шпинелей красного, рубинового и розового цветов на Белой выемке [Левицкий, Петрова, 1978] и в районе порта Байкал. В ольхонской серии шпинель наблюдалась на п-ове Хадарта и в районе ур. Улан-Харгана. Редкая вкрапленность красной шпинели отмечается в кальцифирах святоносской серии на п-ове Святой Нос. Еще большим распространением в Прибайкалье пользуется шпинель синего, голубого и черного цветов.

Мы наблюдали почти все выявленные к настоящему времени проявления благородной шпинели в Прибайкалье (см. рисунок). Все они без исключения приурочены к мощным пластам доломитовых мраморов, залегающих преимущественно среди основных кристаллических сланцев, метаморфизованных, судя по типоморфным минералам и ассоциациям, в условиях гранулитовой фации. Кристаллические сланцы представлены пироксеновыми, амфиболо-двупироксеновыми (иногда с биотитом, гранатом) плагиосланцами и плагиогнейсами. Более поздними являются раз-





### Схема размещения проявлений благородной шпинели в Прибайкалье.

1, 2 — шарыжалгайская серия: 1 — Белая выемка, 2 — порт Байкал; 3—7 — слюдянская серия: 3 — район горы Слюдянка (р. Талая, карьер Перевал, Слюдянское лазуритовое проявление, р. Слюдянка), 4 — автотрасса Слюдянка — Байкальск, 5 — Малобыстринское месторождение лазурита, 6 — р. Кырен, 7 — район г. Бабушкина; 8, 9 — ольхонская серия: 8 — ур. Улан-Харгана, 9 — п-ов Хадарта; 10 — святоносская серия — побережье п-ова Святой Нос.

нообразные мигматиты и граниты, развивающиеся по сланцам и гнейсам, и магнезиальные скарны, замещающие доломитовые мраморы. Развитие мигматитов, гранитов и скарнов происходило в период всеобщей региональной мигматизации и гранитизации гранулитовых толщ на ультраметаморфическом этапе при изменении термодинамических параметров от гранулитовой к амфиболитовой фации. Ультраметаморфические преобразования приводят к формированию по кристаллическим сланцам серии пород в последовательности: неизменный сланец — плагиомигматит — теневой калишпатовый мигматит — лейкократовый гранит. По доломитовым мраморам образуются зональные магнезиальные скарны со строением: шпинель-пироксеновый скарн — шпинель-пироксен-форстеритовый скарн — шпинель-форстеритовые кальцифиры внутренних и внешних подзон. Для внутренних частей пластов доломитовых мраморов характерны пироксеновые скарны и породы-со шпинелью красного цвета. Доломитовые мраморы нацело замещаются форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми кальцифирами и отмечаются в них в виде реликтовых блоков. Более позднее развитие пород ультраметаморфического этапа по отношению к породам этапа метаморфизма подтверждается как геологическими наблюдениями — явления пересечения и замещения одних пород другими, так и определениями абсолютного возраста [Сандиминова и др., 1979]. Следует отметить, что породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, реконструируются как вулканогенные. Их геохимической спецификой являются высокие содержания Cr, V, Ni, Co. Неизменные мраморы, как правило, не содержат примесей силикатных минералов, а содержания редких элементов в них ниже чувствительности определения спектрального анализа.

Во всех случаях в участках развития благородной шпинели отмечаются явления интенсивного скарнирования мраморов. Широко распространены зональные магнезиальные и пироксеновые скарны, развитые вне контактов и на контактах с магматическими породами, сформированные при метасоматическом и магматическом замещении доломитовых мраморов. Среди проявлений благородной шпинели красного и розового цветов морфологически выделяются два основных типа: 1) рассеянная вкрапленность в карбонатных породах; 2) участки с повышенным содержанием шпинели, представляющие собой линзовидные или одиночные тела, или систему субпараллельных тел вне пространственной связи с гранитоидами. В первом случае по содержанию силикатных минералов ( $<50\%$ ) породы могут быть отнесены к шпинель-форстеритовым кальцифирам, а во втором — к шпинель-форстеритовым скарнам ( $>50\%$  силикатных минералов и шпинели). Породы со шпинелью красного цвета всегда располагаются во внутренних частях пластов доломитовых мраморов на удалении от контактов мраморов и сланцев. Участки с рассеянной вкрапленностью наблюдаются в шарыжалгайской серии на Белой выемке и в районе порта Байкал; в слюдянской серии — на Талинском лазуритовом проявлении и в районе карьера Перевал, а также во всех проявлениях ольхонской и святоносской серий. Кроме того, в копи Смирнова П. В. Калининым



(1956) красная шпинель наблюдалась в телах зональных магнезиальных скарнов. В такой же ситуации (по данным В. Г. Иванова — устное сообщение) она отмечалась в районе Малобыстринского месторождения лазурита. Здесь мощность зон шпинельсодержащих пород составляет 1,5 м. Обычно же их мощность 0,1—0,2, редко 0,5 м. Тела с повышенным содержанием красной шпинели спорадически встречаются в слюдянской и ольхонской сериях, но наиболее широко они развиты в шарыжалгайской серии на Белой выемке и слюдянской толще в районе карьера Перевал.

На Белой выемке породы со шпинелью красного цвета слагают крутопадающие (СВ 85°, угол падения 70—80°) пластообразные или линзовидные секущие тела, залегающие среди шпинель-форстеритовых кальцифиров. Размер линзовидных тел изменяется от 5×10 см до 0,3—1,5 м, мощность одиночных пластообразных тел достигает 0,5 м. Нередко одиночные пластообразные и линзовидные тела сближены и образуют зону мощностью до 12 м. Контакты пород со шпинелью красного цвета с вмещающими доломитовыми мраморами, форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми кальцифирами могут быть как постепенными, так и резкими.

Породы со шпинелью красного цвета массивные или такситовые, средне- и мелкозернистые с гетерогранобластовой структурой. Содержание породообразующих минералов сильно варьирует. В породах с рассеянной вкрапленностью шпинели обычно содержится от 20 до 40% форстерита и от 45 до 75% кальцита. По содержанию силикатных минералов эта порода может быть отнесена к кальцифирам. Кроме того, именно в этих породах постоянно отмечаются реликтовые корродированные зерна доломита. Шпинель распределена крайне неравномерно. Ее содержание в породе колеблется от 2 до 7%. Большими содержаниями форстерита и шпинели (>50%) и меньшими кальцита характеризуются породы из шпинельсодержащих линзовидных и одиночных пластообразных тел. По составу они соответствуют шпинель-форстеритовым скарнам. Иногда встречаются биминеральные шпинель-форстеритовые разности, состоящие на 60—80% из форстерита и на 20—40% из шпинели. Обычно же в линзовидных телах наблюдается 15—25% шпинели, 40—60% форстерита и 15—45% кальцита. В этих же породах в шарыжалгайской серии на Белой выемке и в ольхонской серии в ур. Улан-Харган часто присутствует светло и изумрудно-зеленый пироксен.

Как правило, породы, содержащие рассеянную вкрапленность шпинели (одиночные линзовидной или пластообразной формы тела), подвергаются перекристаллизации, что приводит к укрупнению кристаллов шпинели и появлению ее промышленных скоплений. Зоны перекристаллизации имеют неправильную прожилковую и гнездовую форму, занимая секущее положение относительно ранее сформированных пород, в которых размеры кристаллов шпинели составляют 0,2—1 мм. В шарыжалгайской серии на Белой выемке при перекристаллизации размер кристаллов увеличивается до 5 мм, редко достигая 1,0 см; в слюдянской, на месторождении Перевал — 3—5 мм, редко до 1,5 см, найден был кристалл в 2 см весом 11 г [Жеру, 1959]; в ольхонской — 3—8 мм. В мелкозернистых породах шпинель имеет правильную октаэдрическую форму с ровными прямыми ребрами без следов растворения, в то время как при перекристаллизации образуются кристаллы октаэдрического габитуса, но с «оплавленными» ребрами и следами растворения граней. Перекристаллизованная шпинель обычно не имеет трещин.

Очень часто во всех сериях встречаются сростки кристаллов шпинели различных размеров. Необходимо отметить, что шпинель красного цвета и форстерит замещаются маложелезистым флогопитом, клиногумитом, паргаситом, пироксеном, корундом, амезитом и другими минералами.

По химическому составу шпинель красного и розового цветов, исходя из литературных [Кегг, 1929; Система..., 1951; Жеру, 1959; Калинин,



## Химический состав розовой и красной шпинелей

Компонент	Шри-Ланка		Месторожде- ние Перевал, Слюдянка	Белая выемка, Юго-Западное Прибайкалье					Памир	
	1	2		3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	0,74	—	—	Не обн.	0,50	0,24	0,31	0,48	1,61	2,16
TiO <sub>2</sub>	0,10	Не опр.	—	—	0,01	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,00	70,41	69,65	69,87	67,79	69,01	71,52	71,69	68,60	67,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	1,44	0,69	0,82	1,46	0,29	0,28	0,19	0,13	1,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,52	Не обн.	Не обн.	0,54	1,21
FeO	0,45	0,69	1,31	1,25	2,24	1,33	1,44	1,62	0,38	—
MnO	Сл.	—	—	0,38	0,01	Не обн.	0,01	Не обн.	0,02	0,04
MgO	28,10	26,50	27,51	27,32	28,26	27,86	26,21	26,46	28,06	26,93
ZnO	—	—	—	Сл.	0,10	0,07	0,13	0,16	0,06	0,10
CaO	0,06	Не опр.	Сл.	0,02	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,40
Na <sub>2</sub> O	—	1,11	—	—	0,03	0,03	»	»	Не опр.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	0,64	0,64	—	—	0,01	0,01	»	»	»	»
Σ	99,84	100,79	99,92	99,83	100,41	99,40	98,85	100,60	99,48	99,56
f	0,8	1,5	2,5	2,5	4,5	3,5	3,0	3,3	1,7	2,2

Примечание. 1 — рубиновая [Кегг, 1929]; 2 — красная [Дэна и др., 1951]; 3 — красная [Жеру, 1959]; 4 — красная [Калинин, 1956]; 5—10 — наши данные (9 и 10 представлены нам В. Г. Ивановым): 5 — рубиновая, 6 — сиреневая, 7 — красная, 8 — светло-сиреневая, 9 — розовая (крупные кристаллы — 1,0—1,5 см), 10 — красная (мелкие кристаллы — 2—3 мм).



Таблица 2

Минеральный состав, железистость ( $f$ ) и содержания редких элементов (г/т) в шпинелях из метасоматических пород шарыжалгайской серии

Компонент	Метасоматит	Кальцифиры		Скарны	
	1 (n=4/6)	2 (n=6/15)	3 (n=6/10)	4 (n=5/5)	5 (n=8/10)
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	96,0	94,6	87,8	83,3	74,8
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,2	4,7	11,1	15,6	24,2
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1	0,3	0,5	0,6	0,1
ZnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,2	0,4	0,5	0,5	0,8
MnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	—	0,1
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,5	—	—	—	—
$f$	3	6	12	17	25
Cr	3440	494	387	304	99
V	203	90	75	52	39
Ni	37	18	34	50	139
Co	20	21	52	61	93
Zn	808	1400	2200	2600	3100

Примечание. 1 — красная шпинель из скарнов и кальцифиров; 2, 3 — голубая и темно-зеленая шпинели из шпинель-форстеритовых кальцифиров внешних (2) и внутренних (3) подзон; 4 — черная шпинель из шпинель-пироксен-форстеритовых скарнов; 5 — черная шпинель из шпинель-пироксеновых скарнов.  $n$  — число проанализированных проб (числитель — число проб, использованных для расчета минерального состава; знаменатель — количество проб, в которых определялось содержание редких элементов).

$f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100$ . Определения редких элементов выполнены

А. Д. Глазуновой в СибГЕОХИ. Чувствительность методики определения составляет г/т): Cr—5; V, Ni, Co—1; Zn—20.

1956] и наших данных, относится к благородной шпинели (табл. 1). В шпинелях Прибайкалья содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 0 до 0,52%, FeO — от 1,31 до 2,24% (см. табл. 1). В составе шпинелей красных оттенков резко преобладает минерал MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (94—97%), в незначительных количествах присутствуют герцинитовый (FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, от 2,1 до 4,5%), ганитовый (ZnAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, 0,1—0,3%) и магнохромитовый (MgCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, от 0,2 до 1,4%) минералы. Красные шпинели значительно отличаются содержаниями Cr, V, Zn от шпинелей другой окраски, образующихся одновременно с ними (табл. 2). Собственно красная окраска шпинелей обусловлена примесью хрома при низком общем содержании в минералах железа ( $f = 3—4\%$ ). Этот факт был установлен в опытах по синтезу искусственных шпинелей [Дир и др., 1966] и подтверждается нашими данными, прежде всего выявленной зависимостью интенсивности окраски шпинели от содержания в ней хрома: «рубиновая» шпинель содержит Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,5%, красная — 0,6—0,75%, розовая и светло-сиреневая — 0,1—0,3%. Розовую окраску маложелезистые шпинели приобретают уже при содержаниях 0,08% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Именно с вариациями в содержаниях хрома в шпинелях связана разная интенсивность окраски минерала даже в пределах одного штуфа, где цвет может изменяться от темно-красного до бледно-розового. В общем же в слюдянской, ольхонской и святоносской сериях преобладают розовые оттенки и встречаются красные, а шарыжалгайской свойственны густые тона окраски — от красной до «рубиновой».

Перекристаллизация шпинели сопровождается уменьшением содержаний (г/т) хрома от 10 000 до 2300, ванадия от 350 до 200, цинка от 800 до 320. Такое значительное уменьшение содержаний хрома в шпинелях приводит к уменьшению интенсивности окраски шпинелей от темно-красной до бледно-розовой.



Состав кальцитов из различных зон метасоматических тел в шарыжалгайской серии

Компонент	Мета- сома- тит	Кальцифилы		Скарн	Компонент	Мета- сома- тит	Кальцифилы		Скарн
	1(5)	2(12)	3(6)	4(3)		1(5)	2(12)	3(6)	4(3)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	0,13	0,12	0,21	0,25	Ce, г/т	6	33	55	60
MnO, вес. %	0,01	0,02	0,05	0,06	Nd, г/т	4	8	13	22
MgCO <sub>3</sub> , мол. %	14,4	14,4	8,5	8,1	La, г/т	8	17	25	35
Ba, г/т	208	117	69	27	Yb, г/т	0,4	0,2	0,6	1,25
Sr, г/т	154	175	555	810	Y, г/т	2,4	2,3	8,7	16

Примечание. 1 — кальцит из метасоматитов с красной шпинелью; 2, 3 — кальцит из шпинель-форстеритовых кальцифилов внешних (2) и внутренних (3) подзон; 4 — кальцит из шпинель-пироксен-форстеритовых скарнов. В скобках дано число проб. Определения Ba и Sr выполнены С. К. Ярошенко; Ce, Nd, La, Yb, Y — Е. В. Смирновой в СибГЕОХИ количественным спектральным методом. Чувствительность методики определения составляет (г/т): Ba и Sr 1—3; Ce и La <15; Nd <10; Yb и Y <0,5.

Породообразующие минералы из ассоциаций со шпинелью красного цвета обладают типохимическими особенностями. Так, в шарыжалгайской серии на Белой выемке кальцит является мутноватым, белого цвета. Он содержит 13,8—15% молекулы магнезита. Характерной его особенностью является присутствие многочисленных микроскопических и субмикроскопических пертитовых вростков доломита, располагающихся параллельно друг другу. По сравнению с кальцитами из других генетических групп кальциты из ассоциаций с красной шпинелью обогащены Ba (89—300 г/т) и обеднены Ce, Nd, La (табл. 3). В то же время в кальцитах из всех этих ассоциаций наблюдаются близкие содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Sr, Yb, Y (см. табл. 3), что достаточно убедительно свидетельствует об их генетическом единстве. Высокие содержания Ba и низкие Ce, Nd и La наряду с высокой магнезиальностью являются характерными особенностями кальцитов из ассоциаций с красной шпинелью и могут рассматриваться как типохимические. Форстерит в этих ассоциациях бесцветен или слегка желтоват. Он образует изометричные кристаллы размером 0,2—1,3 мм. В форстеритах отмечаются незначительные содержания (г/т): Cr — 7—12; V — до 6; Ni — 11—16; Co — 2,8—7; Zn — 12—16; Ti — 80—200; Zr — 13—40. Коэффициент распределения Sr между шпинелью и форстеритом —  $K_p^{\text{Шп-Фo}}$ , равный отношению концентраций Sr в шпинели к содержанию этого элемента в форстерите, резко смещен в пользу шпинели ( $K_p^{\text{Шп-Фo}} = 40 - 49$ ). Это говорит о том, что практически весь хром концентрируется в шпинелях.

В ряде случаев в парагенезисах с красной шпинелью отмечается бледно-зеленый или изумрудно-зеленый прозрачный пироксен. Он образует кристаллы размером 0,4—2 мм, в участках перекристаллизации до 2 см, правильной изометричной формы. Этот пироксен содержит (%) 17,89 — MgO; 1—2 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 3,8—4,0 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; а также (г/т) 1600—2000 — Cr; 74—78 — V; 5,2—6,3 — Ni; 16—18 — Co; 580—660 — Zr; 750—900 — Ti. По своему составу он может быть отнесен к хромфассаиту.

В Прибайкалье в шарыжалгайской серии на Белой выемке, в слюдянской серии в районе флогопитовых месторождений и в окрестностях г. Бабушкин, в ольховской серии на п-ове Хадарта очень часто встречаются шпинели голубого и синего цветов. Размер ее кристаллов в зонах перекристаллизации на Белой выемке достигает 3 см. По-видимому, она тоже может иметь определенный интерес как ювелирное сырье. Эта шпинель приурочена к пластам доломитовых мраморов и наблюдается в ас-



социациях с анортитом, пироксеном, скаполитом, флогопитом и кальцитом, а в районе р. Слюдянка — хондритом, флогопитом и кальцитом.

Существуют две основные гипотезы образования шпинельсодержащих пород: метаморфическая — для формирования, не связанных с контактами гранитоидов [Коленко, 1929; Калинин, 1956; Жеру, 1959], и метасоматическая — для образований постмагматической стадии на контактах с гранитоидами [Коржинский, 1947] и продуктов гранитизации магнезитовых или доломитовых мраморов [Зотов, Киселев, 1977; Колесникова, 1980]. При детальном изучении проявлений благородной шпинели в Прибайкалье нами установлено, что формирование шпинельсодержащих пород с красной шпинелью происходит метасоматическим путем в результате гранитизации доломитовых мраморов на ультраметаморфическом этапе и последующей перекристаллизации их на постмагматическом этапе в I раннюю стадию. Формирование пород с красной шпинелью происходило одновременно со всеобщей региональной мигматизацией и гранитизацией кристаллических сланцев. В процессах ультраметаморфических преобразований отмечается вынос Cr, V, Ni, Co, Zn из кристаллических сланцев при формировании мигматитов и гранитов и их привнос при образовании скарнов и пород со шпинелью красного цвета, что указывает на перераспределение элементов из сланцев в мраморы. Детальное изучение пород магнезиально-скарновой формации и ассоциаций со шпинелью красного цвета показывает, что последние занимают определенное положение в метасоматических телах ультраметаморфического этапа, слагая внешние (передовые) зоны этих тел. Четкая закономерность прослеживается в особенностях состава слагающих их минералов — шпинели и кальцита. Низкие содержания железа и цинка и повышенные ванадия и хрома в шпинелях с красноватыми оттенками согласуются с химической направленностью изменений составов пород и минералов в зональных метасоматических телах по направлению от внутренних зон, представленных шпинель-пироксеновыми скарнами, к внешним, сложенным шпинель-форстеритовыми кальцифирами. Во всех случаях в данном направлении концентрации хрома и ванадия в шпинелях закономерно увеличиваются, а железа и цинка — уменьшаются (см. табл. 2). В кальцитах этих же тел от внутренних зон к внешним отмечается уменьшение содержаний Sr, Ce, Nd, La, Yb, Y и увеличение содержаний Ba (см. табл. 3). Такой характер изменения химического состава шпинели и кальцита в общей зональности магнезиальных скарнов подтверждает представление о породах со шпинелью красного цвета как о передовых зонах при метасоматическом и магматическом замещении доломитовых мраморов. Благоприятным фактором для накопления хрома в шпинелях является одновременное развитие форстеритовых пород, так как  $K_p^{\text{Шп}-\text{Фo}}$  этого элемента резко смещен в пользу шпинели ( $K_p^{\text{Шп}-\text{Фo}} = 40 - 49$ ).

В результате проведенных работ установлено, что наиболее перспективными участками для поисков месторождений благородной шпинели в Прибайкалье являются относительно мощные пласты доломитовых мраморов в переслаивании с кристаллическими сланцами, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и подвергшиеся ультраметаморфическим преобразованиям. Критерии для поисков месторождений благородной шпинели следующие: 1) широкое развитие магнезиальных скарнов — шпинель-пироксеновых, шпинель-пироксен-форстеритовых и пироксеновых, а также форстеритовых и шпинель-форстеритовых кальцифиров; 2) наличие мелкозернистых шпинель-форстеритовых пород со шпинелью красного цвета, залегающих в виде обособленных тел линзовидной и пластообразной формы во внутренних частях пластов доломитовых мраморов; 3) повышенные содержания хрома и ванадия в маложелезистых шпинелях из шпинель-форстеритовых кальцифиров; 4) высокие содержания хрома в шпинелях и пироксенах из перекристаллизованных разно-



стей; 5) появление изумрудно-зеленого и светло-зеленого пироксена в ассоциациях со шпинелью; 6) повышенные содержания Ва и пониженные — редких земель в кальцитах этих ассоциаций. Благоприятным фактором для обнаружения благородной шпинели является слабое проявление постмагматических процессов, которые приводят к замещению шпинели флогопитом, амфиболом, клиногумитом, серпентином, лазурином. Поэтому районы флогопитовых и лазуриновых месторождений, где интенсивно проявлен постмагматический метасоматоз, неблагоприятны для поисков благородной шпинели. Поскольку в шарыжалгайской и ольхонской сериях ультраметаморфические преобразования проявлены более интенсивно, чем в слюдянской толще, обе эти серии более перспективны для поисков шпинели. При интенсивном проявлении процессов выветривания в шарыжалгайской и ольхонской сериях вполне возможно обнаружение делювиальных и россышных месторождений шпинели.

### ВЫВОДЫ

В шарыжалгайской, слюдянской, ольхонской и святоносской сериях Прибайкалья установлено широкое распространение благородной шпинели красных и синих оттенков.

Проявления благородной шпинели приурочены к районам развития пород магнезиально-скарновой формации, образующихся при ультраметаморфизме доломитовых мраморов.

Породы со шпинелью красного цвета среди магнезиальных скарнов занимают определенное место, слагая передовые зоны метасоматических тел во внутренних частях пластов доломитовых мраморов.

Формирование промышленных скоплений благородной шпинели происходит на постмагматическом этапе при перекристаллизации ранних мелкозернистых пород ультраметаморфического этапа.

Подтверждены данные о том, что красные оттенки шпинелей обусловлены вхождением хрома в маложелезистые разности. Процессы перекристаллизации шпинели сопровождаются уменьшением содержания в ней хрома, что приводит к снижению интенсивности ее окраски.

Выявленные типохимические особенности шпинели и кальцита могут быть использованы для обнаружения перспективных в отношении проявлений благородной шпинели участков.

### ЛИТЕРАТУРА

- Воскобойникова Н. К. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита. — Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1938, вып. 4, ч. 67, с. 501—522.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М.: Мир, 1966. 408 с.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Палач Ч. и др. Система минералогии. Т. 1, полутом 2. М.: ИЛ, 1951. 419 с.
- Жеру М. И. Красная шпинель в мраморах месторождения Перевал и ее вторичные изменения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2, с. 107—115.
- Зотов И. А., Киселев В. И. Генезис Кухилалского магнезиально-скарнового месторождения благородной шпинели, драгоценного клиногумита и талька (Юго-Западный Памир). — В кн.: Проблемы геологии и генезиса скарновородных месторождений Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977, с. 169—175.
- Калинин П. В. Шпинели Южного Прибайкалья и их парагенезис. — В кн.: Труды МГРИ. Т. 29. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 16—37.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилова А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы на Кругобайкальской ж. д. Кристаллические известняки. Кальцифиры Белой выемки. № 4, вып. VII. М., 1929. 78 с.
- Колесникова Т. А. Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир). — В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980, с. 181—199.



- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М.: ИГН АН СССР, 1947. 164 с.
- Лебедев А. М., Сумин Н. Г. О красной шпинели из Слюдянки. — Тр. Минералог. Музея АН СССР, 1952, вып. 4, с. 34—37.
- Левицкий В. И., Петрова З. И. Минеральные ассоциации Белой выемки. — В кн.: Минералогия Прибайкалья. Путеводитель Байкальской экскурсии XI съезда Международной минералогической ассоциации. Иркутск, 1978, с. 52—66.
- Петрова З. И., Левицкий В. И., Гормашева Г. С. Химические особенности шпинелей формации магнезпальных скарнов. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1979, вып. 4, ч. 108, с. 454—465.
- Сандмирова Г. П. и др. Rb-Sr возраст пород шарыжалгайской серии (Южное Прибайкалье). — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 160—161.
- Kerr P. E. An artificial gem-stane isomorphous with spinel. — Amer. Miner., 1929, v. 14, N 7.

Л. З. РЕЗНИЦКИЙ, А. В. ТАТАРИНОВ

### ЛАВРОВИТ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ — НОВЫЙ ВИД ЮВЕЛИРНОГО КАМНЯ

Ванадийсодержащий диопсид — лавровит, известен в Слюдянском районе Южного Прибайкалья с прошлого века. Единственный химический анализ лавровита (с содержанием 2,57%  $V_2O_5$ ) выполнен Германом и опубликован Хинце в 1870 г.\* В последующем подтвердить лавровит не удалось. Проверка лавровита, проведенная Ю. Н. Книпович в 1933 г. [Калинин, 1939], показала, что минерал содержит 0,37%  $Cr_2O_3$  и 0,06%  $V_2O_5$ . Несколько более удачной оказалась попытка Е. А. Рацбаума и А. Н. Филиппова (1935), но и в исследованной ими (спектральным анализом) пробе хром значительно преобладал над ванадием: 1,5% Cr и 0,5% V. Основываясь на этих данных, П. В. Калинин (1939) поставил под сомнение достоверность анализа Германа и высказал предположение, что окраска ярко-зеленых слюдянских диопсидов обусловлена исключительно хромом. Недавно К. Шметцер и И. Отteman [Schmetzer, Otteman, 1979] исследовали считавшийся лавровитом образец из Слюдянского района и, обнаружив, что он содержит 2,26%  $Cr_2O_3$  и только 0,01%  $V_2O_5$ , выразили сомнение в целесообразности особого названия для этой разновидности пироксена.

Проведенные нами исследования показали, что яркоокрашенные желто-зеленые и изумрудно-зеленые клинопироксены Слюдянки широко варьируют в отношении содержания хрома и ванадия, но чаще ванадий преобладает и является ведущим или единственным хромофором. Подчеркнем, что в слюдянской кристаллической толще лавровит сам по себе не является очень редким минералом. Он эпизодически встречается в определенных типах метаморфических пород, за которыми в районе закреплена традиционное местное название «кварц-диопсидовые породы», хотя точнее их нужно именовать кристаллическими сланцами.

Минеральный состав пород достаточно однообразен, но количественные вариации главных компонентов — кварца, белого безжелезистого диопсида и кальцита — создают широкую гамму разновидностей — от диопсидовых кварцитов до кварц-диопсидсодержащих мраморов, находящихся в частом переслаивании. Зелено-голубой фторопатит является еще одним постоянным породообразующим минералом этих пород. Количество его может достигать 10—15% и более, вплоть до появления существенно апатитовых тонких слойков-полосок. Лавровит в кварц-диоп-

\* Приводится по С. С. Смирнову (1928) и П. В. Калинину (1939).



сидовых породах обычно обнаруживается в очень небольших количествах и совместно с белым диопсидом — в виде мелких (0,2—3 мм) кристалликов, обогащающих отдельные полосы-слойки или образующих небольшие линзовидные скопления. Гораздо более редки случаи значительных содержаний лавровита, вплоть до существенно лавровитовых пород. Ниже кратко характеризуется проявление таких пород, вскрытое мраморным карьером Перевал.

Отрабатываемые карьером горизонты низкомагнезиальных кальцитовых мраморов перевальной свиты включают прослой и пласты магнезиальных мраморов, различных гнейсов и кристаллических сланцев, в том числе пачки кварц-диопсидовых пород. В составе последних ранее неоднократно отмечались лавровит и лавровитовые породы как в самом карьере, так и в ближайшем окружении. Один из нижних уступов карьера недавно вскрыл часть пачки кварц-диопсидовых пород, обогащенную лавровитом. Богатый лавровитом прослой имеет мощность 0,5—1,5 м и прослеживается в уступах на первые десятки метров. Как обычно для рассматриваемой группы пород пачка имеет сложное строение. Преобладают массивные кальцит-диопсидовые, диопсидовые и линзовидно-полосчатые кальцитсодержащие кварц-диопсидовые и диопсид-кварцевые породы, часто с апатитом. Последние подвержены интенсивному разнопорядковому будинажу. Эти же породы преобладают и в лавровитовом слое. Наиболее ярко окрашенные почти мономинеральные обособления лавровита располагаются непосредственно в кварцевых слоях или на границах кварцевых линз и при неправильной, причудливой морфологии достигают размеров в первые сантиметры.

Именно из таких участков, обладающих мелко- и тонкозернистым сложением в опытном порядке, были изготовлены кабошоны. Испытания показали, что «камень» принимает совершенную, близкую зеркальной полировку, просвечивает в толстых пластинках и кабошонах (подобно кабошонам из нефрита), а изделия по своим художественным качествам не уступают кабошонам из лучших сортов жадеита. Для изготовления кабошонов можно выбрать однородно окрашенные участки. Для полировок можно обработать пятнисто окрашенные части образцов с включениями дымчатого кварца, который оттеняет яркую зелень лавровита и не снижает качество изделий.

Кроме того, лавровит присутствует и в белых кальцитовых мраморах у контакта с пачкой кварц-диопсидовых пород. Здесь лавровит образует среднезернистые гнездо-линзообразные, послойно вытянутые скопления, содержащие заметные количества хромванадиевого шпинелида (эти же шпинелиды постоянно обнаруживаются в других типах лавровитовых пород, но в аксессуарных количествах). В среднезернистую массу вкраплены крупные порфиобласты (до 4—5 см) прозрачного густоокрашенного лавровита. В последних встречаются бездефектные участки, пригодные для производства граненых вставок.

В этом же плане интересен ассоциирующий с лавровитовыми породами  $\text{Cr} - \text{V}$ -содержащий тремолит типа смарагдита. Он развивается по кремнисто-карбонатным безжелезистым метаморфитам. Его образование сопровождается появлением новых генераций кварца и кальцита и описывается реакцией  $5\text{Ди} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Tr} + 3\text{Ka} + 2\text{Kv}$  [Skippen, 1971]. По лавровитсодержащим породам образуются смарагдиты (или ванадиевые тремолиты) переменной окраски, интенсивность которой зависит от содержания  $\text{Cr}$  и  $\text{V}$  в породе и масштабов тремолитизации. При образовании крупных шестоватых агрегатов тремолита, захватывающих большие участки субстрата, концентрации элементов-хромофоров разубоживаются, и минерал имеет бледную окраску. Иногда в существенно лавровитовых участках формируются разрозненные короткопризматические порфиобласты (до 2—3 см) яркого прозрачного смарагдита, окруженные характерной



Содержания некоторых компонентов в диопсидах

Окисел, вес. %	СЛ		ПЛ 2		ПЛ 6				ПЛ 7	ПЛ 4
	СЛ-Б	СЛ-1	ПЛ 2-Д	ПЛ 6-Б	ПЛ 6-Н4	ПЛ 6-Н2	ПЛ 6-М4	ПЛ 6-М3	ПЛ 7-1	ПЛ 4-2
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,18	0,38*	0,12	0,21	0,28	0,38	0,46*	0,38*	1,40*
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,34	0,04	0,02	0,04	0,17	0,48	0,61	0,06	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,60	0,13	0,20	0,29	0,39	0,49	0,50	0,15	0,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,05	0,07	0,06	0,09	0,05	0,07	0,07	0,10
FeO	0,31	0,59								
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,56	0,15	0,16	0,28	0,42	0,75	0,86	0,82	1,05

Примечание. Сокращения: СЛ — слоисто-полосчатая кальцит-кварц-диопсидовая порода с послойно распределенными включениями кристалликов лавровита; СЛ-Б — бесцветный (травяно-зеленый в массе) диопсид, СЛ-1 — ярко-зеленый пироксен. ПЛ 2 — среднезернистая пятнисто-массивная лавровитовая порода с частыми включениями смарагдита в кальцитовой «рубашке» (ПЛ 2-Д — лавровит). ПЛ 6 — пятнистая мелкозернистая диопсид-лавровитовая порода; ПЛ 6-Б — белый (травяно-зеленый в массе) диопсид, от ПЛ 6-Н4 к ПЛ 6-М3 — ряд лавровитов по нарастающей интенсивности окраски. ПЛ 7 — белый кальцитовый мрамор с линзовидными скоплениями лавровита, содержащего обильные включения и гнезда шпинелида (ПЛ 7-1 — лавровит). ПЛ 4 — линзовидно-полосчатая кальцит-диопсид-кварцевая порода со скоплениями плотного ювелирного лавровита; ПЛ 4-2 — лавровит, с ним ассоциирует еще более густоокрашенный лавровит, содержащий свыше 2% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Аналитики Г. А. Кравченко и Т. А. Ляхно (ИЗК СО АН СССР). Определение ванадия в отмеченных звездочкой пробах выполнены спектрофотометрическим методом (аналитик А. П. Галанова, ИРГИРЕДМЕТ), в прочих — количественным спектральным анализом (аналитик А. Д. Глазунова, СибГЕОХИ). За исключением первых двух проб, все железо определено в форме окиси ввиду низких суммарных содержаний. TiO<sub>2</sub> во всех пробах ниже чувствительности химического анализа (менее 0,02%), MnO в пределах 0,01—0,03%.

каймою новообразованного кальцита. Из таких кристаллов возможна выборка мелких нетрещиноватых образцов для фасетной огранки.

Представление о вариациях составов слюдяных лавровитов дает таблица, где приведены главные, дополняющие «диопсидовую основу» компоненты\*. Общая особенность лавровитовых пород заключается не только в постоянном сосуществовании бесцветного диопсида и лавровита, но и в весьма переменном составе последнего. В одном штuffе часто наблюдается целая гамма цветовых разновидностей. В большинстве случаев лавровиты практически безжелезисты. Единственные их хромофоры — хром и ванадий. Это обеспечивает высокую чистоту и яркость тонов и позволяет проследить вариации окраски в зависимости от содержания, Cr, V и Cr/V отношений. При суммарных содержаниях Cr и V до 0,1—0,15% пироксен в зернах бесцветен, но в штuffах имеет отчетливый бледно-травяно-зеленый цвет. Достаточна яркая «лавровитовая» окраска появляется уже при суммарных содержаниях Cr и V 0,3—0,4%. В пироксенах с преобладанием ванадия (тип ПЛ2-Д, ПЛ7-4) резко выражен фиштактовый или желтый оттенок, тогда как цвет более хромистых диопсидов ближе к яблочно- или изумрудно-зеленому. У ювелирных лавровитов с содержанием V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> более 1—1,5% цвет исключительно яркий, причем в зернах, просвечивающих сколах штuffов и мелких кристаллах невооруженным глазом или под бинолупой при смене угла зрения устанавливается отчетливая смена цветов от изумрудно-зеленого до ярко-фиштактового или желто-зеленого. У прозрачных тремолитов яркая окраска появляется еще раньше (начиная с 0,1—0,15% V), а желтый оттенок выражен более сильно. Цвет отдельных разновидностей ванадийсодержащих тремолитов скорее можно назвать ярко-желтым с зеленоватым оттенком. Лавровиты представляют смесь конечных членов изоморфных рядов диопсид — космохлор (и аналогичный ванадиевый минал) — жадеит практически при полном отсутствии геденбергитовой, эгириновой составляющих и молекулы Чермака.

\* Образец СЛ-1 — из района нади Сухой Лог, прочие — из карьера Перевал.



Относительно источника Cr и V в породах можно высказать следующие соображения. На всех исследованных проявлениях лавровита не наблюдалось признаков контактового воздействия каких-либо интрузивных пород на вмещающие. В то же время, лавровит устойчиво ассоциируется со строго определенными литохимическими и петрографическими типами метаморфических пород. Группа кварц-диопсидовых пород всеми исследователями района считается закономерным составляющим стратификационной текстуры слоистой метаморфической толщи. По сочетаниям и генезису первичных отложений слюдянская серия рассматривается как терригенно-вулканогенно-карбонатная толща эвгеосинклинального типа, сформировавшаяся предположительно в позднем архее [Васильев и др., 1978, 1980]. В накоплении толщи существенную роль играл вулканогенный материал — лавы, пирокласты, высококремнистые продукты гидротермальной деятельности подводных вулканических очагов. Предполагается, в частности, что исходный материал всей гаммы разновидностей фосфатоносных кварц-диопсидовых пород — хемогенно-вулканогенные кремнисто-карбонатные (доломитовые) отложения [Вишняков, 1973; Львова, Вишняков, 1975]. Свойственное докембрию высокое содержание  $\text{CO}_2$  в атмо- и гидросфере обуславливало возможность прямой химической садки доломита, а фосфор и кремний поставлялись из очагов активной подводной вулканической деятельности. Логично предположить тот же источник хрома и ванадия. Подтверждением служит характерный для кварц-диопсидовых пород слабо, но устойчиво повышенный фон этих элементов. Так, в безжелезистых диопсидах различных мраморов и кальцифиров содержания Cr и V обычно не превышают 5—15 г/т, а в аналогичных белых диопсидах кварц-диопсидовых пород они составляют 50—150 г/т; для апатита из этих пород также характерны повышенные содержания ванадия. В то же время концентрации Co и Ni — элементов, типоморфных для магматических хромдиопсидов, — в лавровитах ниже предела чувствительности спектрального анализа (менее 0,0001%).

Таким образом, лавровит образовался в ходе регионального метаморфизма кремнисто-карбонатных отложений, первично обогащенных хромом и ванадием. Прогрессивный метаморфизм слюдянской толщи протекал в условиях высоких ступеней гранулитовой фации — кордиерит-гранат-ортотклазовой и гиперстен-кордиерит-ортотклазовой при  $T$  до 800—830° и  $P$  до 9—11 кбар [Васильев и др., 1978, 1980]. Эти условия должны были обеспечить высокий предел изоморфного вхождения Cr и V в структуру диопсида. При умеренных валовых содержаниях этих компонентов следовало бы ожидать образования однородного по составу клинопироксена. Между тем лавровиты сосуществуют с диопсидом и сами часто представлены гаммой составов. Объяснение этого явления требует дальнейших, более углубленных исследований. Предварительно можно предположить, что наблюдаемая картина отражает многократную перестройку состава пород в ходе структурно-метаморфической эволюции толщи при последовательно понижающихся параметрах давления и температуры.

При обсуждении данных по составу лавровита важно подчеркнуть, что в отличие от хромдиопсидов ванадиевые диопсиды исключительно редки в природе. В известной монографии Л. Н. Добрецова с соавторами (1971), систематизировавшей около 2000 анализов, приводится только четыре ванадийсодержащих клинопироксена. Из них один — все тот же анализ слюдянского лавровита 1870 г., три других — не лавровиты, а ванадийсодержащие эгирины. В недавно переведенной на русский язык монографии Г. Смита (1980) довольно много внимания уделено драгоценным пироксенам, в том числе хромдиопсидам, но ванадийсодержащие разновидности не упоминаются. Видимо, байкальский лавровит может считаться уникальной минералогической находкой. Что касается Южного Прибайкалья, то возможность выявления здесь промышленных место-



рождений драгоценного лавровита нужно признать совершенно реальной. Заметим, что карьер Перевал мог бы поставлять значительное количество материала при попутной добыче, но поскольку карьер отрабатывается массовыми взрывами, выход бездефектных (нетрещиноватых) участков локализации лавровита будет весьма невысоким. Необходимы поиски других месторождений. Потенциально лавровитоносные кварц-диопсидовые породы составляют порядка 8% стратиграфического разреза слюдянской серии (около 500 м суммарной нормальной мощности) и прослеживаются на площадях в сотни квадратных километров, представляя широкий простор для специализированных поисков. Первоочередная задача — ревизия известных минералогических проявлений лавровита и тщательные поиски на продолжении лавровитоносного пласта кварц-диопсидовых пород карьера Перевал. Укажем в этой связи, что к тому же пласту приурочено известное с 20-х годов проявление лавровита в так называемой «копи Кабера» [Смирнов, 1928; Калинин, 1939] и ряд других находок.

В заключение отметим, что даже высокое содержание ванадия в диопсидах не является основанием для присвоения особого названия этой разновидности минерала. В практике минералогии обычным является сохранение собственного названия за разновидностями, отличающимися какими-либо необычными свойствами, например редкой окраской и примесями. Представляется целесообразным сохранить традиционное название «лавровит» за диопсидами со специфичной яркой окраской. В первую очередь это относится к ювелирным разновидностям, обогащенным ванадием.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Е. П., Вишняков В. Н., Резницкий Л. З. Геологический очерк Слюдянского района. — В кн.: Минералогия Прибайкалья. Иркутск, 1978, с. 5—13.
- Васильев Е. П., Вишняков В. Н., Резницкий Л. З. Корреляция эндогенных процессов в докембрии Южного Прибайкалья. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980, с. 83—107.
- Вишняков В. Н. Карбонатные породы района Слюдянских флогопитовых месторождений и некоторые вопросы их метаморфизма (Юго-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 27 с.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Мир, 1971. 454 с.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района. — В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.—Л.: ГОНТИ, 1939, с. 176—244.
- Львова Н. А., Вишняков В. Н. Литолого-генетические особенности слюдянской толщи Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975, с. 271—275.
- Рацбаум Е. А., Филиппов А. Н. О химическом составе лавровита. — Докл. АН СССР, 1935, т. 2, № 5—6, с. 89—91.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья (район Слюдянки). Л., 1928. 72 с. (Тр. Геол. комитета. Вып. 3.).
- Смит Г. Драгоценные камни. М.: Мир, 1980. 586 с.
- Schmetzer K., Otteman S. Zur Identität von Lawrowit. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1979, N 4, S. 189—192.
- Skippen J. B. Experimental data for reaction in siliceous marble. — S. Geol., 1971, v. 79, p. 457—481.





Ю. П. ТРОШИН, С. М. БОЙКО, В. И. ГРЕБЕНЩИКОВА,  
Л. Ю. ПИВОВАРОВА, Р. С. ЗАМАЛЕТДИНОВ, Г. С. ПЛЮСНИН

## ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ШЕРЛОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКВАМАРИНОВ И ТОПАЗОВ

Шерловогорское месторождение цветных камней (Восточное Забайкалье) было открыто более 250 лет назад. Наиболее крупные грейзеновые тела были отработаны еще до революции. Недостаточная изученность и открытие в последние годы на месторождении новой жилы дают основание и впредь считать Шерловую Гору перспективной на цветные камни.

Ювелирное сырье Шерловой Горы представлено аквамаринами и топазами. Голубые и зеленоватые аквамарины, желтые гелиодоры, кристаллы бесцветных и голубых топазов выполняют полости и гнезда в грейзеновых телах.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

По геофизическим данным М. П. Николаенко и А. А. Духовского (1979), Шерловогорская интрузия представляет собой гарполит, залегающий на глубине 0,5—1,0 км. Массив обнажается на поверхности в виде штока площадью 2 км<sup>2</sup>. Уровень эрозионного среза интрузии составляет 100—200 м [Аристов и др., 1961].

Граниты Шерловой Горы неоднократно описывались в геологической литературе. Одни исследователи гранитов Шерловогорского штока [Холмов, 1929; Левицкий, 1964] рассматривали выделенные ими разновидности как периферические фации гранитной интрузии. Другие [Аристов и др., 1961] оценивали взаимоотношения тех же гранитов иначе и считали Шерловогорский шток многофазной дифференцированной интрузией. Среди интрузивных пород в отличие от предыдущих исследователей мы выделяем: а) собственно интрузивную фазу, представленную гранит-порфирами, порфиоровидными гранитами, равнозернистыми гранитами и в меньшей мере мелкозернистыми гранитами (рис. 1); б) аплитовидные граниты жильной серии, имеющие ограниченное распространение на площади массива. Основными породообразующими минералами всех разновидностей пород являются ортоклаз (35—40%), кварц (30—40%), альбит-олигоклаз (15—20)%, биотит (0—5%). Переходы между порфиоровидными гранитами, гранит-порфирами и крупнозернистыми гранитами в основном постепенные.

Ранее В. В. Аристовым с соавторами (1961) крупнозернистые граниты рассматривались как граниты главной интрузивной фазы, слагающие массив на глубине. Новые данные, полученные при бурении скважин на площади штока, показывают, что в пределах 300-метрового разреза равномернoзернистые граниты образуют своеобразные обособления (линзы, блоки) внутри пластообразных зон. В литературе описаны подобные пластообразные обособления в гранитных массивах [Осипов, 1974; Бескин и др., 1979]. Гранитные массивы, подобные Шерловогорскому интрузиву, в течение ряда лет изучались С. М. Бескиным, В. Н. Лариным, Ю. Б. Мариным (1979). Согласно их данным, взаимоотношения между различными текстурно-структурными разновидностями гранитов, наблюдаемые на Шерловогорском массиве, типичны и характерны для всех подобных гранитных массивов. Гранит-порфиры и порфиоровидные граниты по тем же данным являются наиболее ранними образованиями в массивах и не имеют генетической связи с орудением; равномернoзернистые гра-



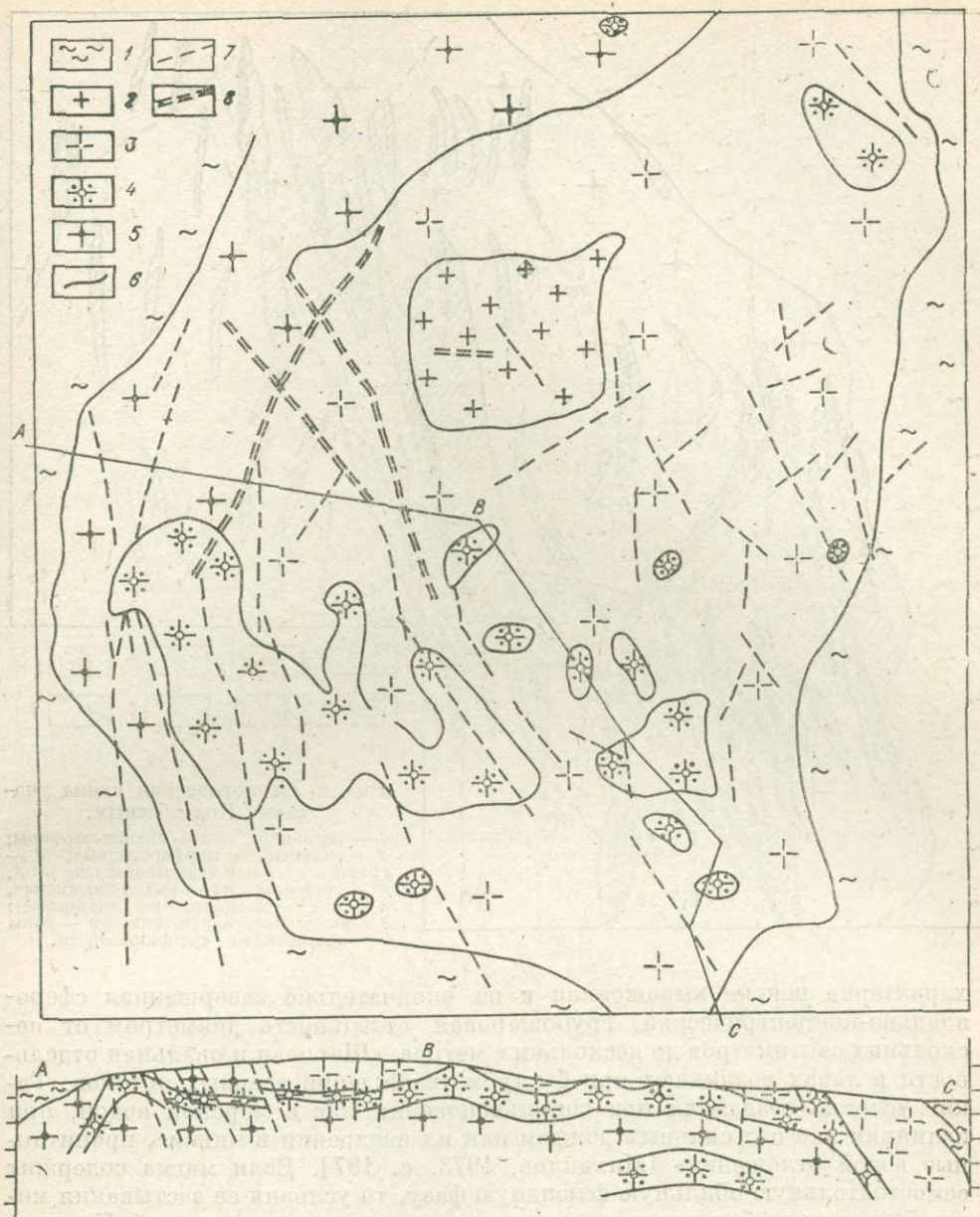


Рис. 1. Карта фациальных разновидностей гранитов Шерловгорского массива. 1 — ороговикованные песчаники и алевролиты нижнего карбона, 2 — аллювиальные гранит-порфиры, 3 — гранит-порфиры, 4 — граниты равномерной зернистости, 5 — граниты порфировидные, 6 — геологические границы, 7 — разрывные нарушения, 8 — зоны повышенной трещиноватости.

ниты относятся к рудоносной фации. Действительно, в Шерловгорском массиве развитие грейзенов тяготеет к равномерным гранитам (рис. 2).

Специфической чертой массива является изгибание трещин на коротком расстоянии, а также образование полусферических. В обнажениях картина изогнутых полусферических трещин выглядит часто как отражение движения магматической массы. Формирование таких структур происходило, видимо, в условиях разнонаправленного, иногда вихревого движения соседних полустывших магматических потоков. Для массива



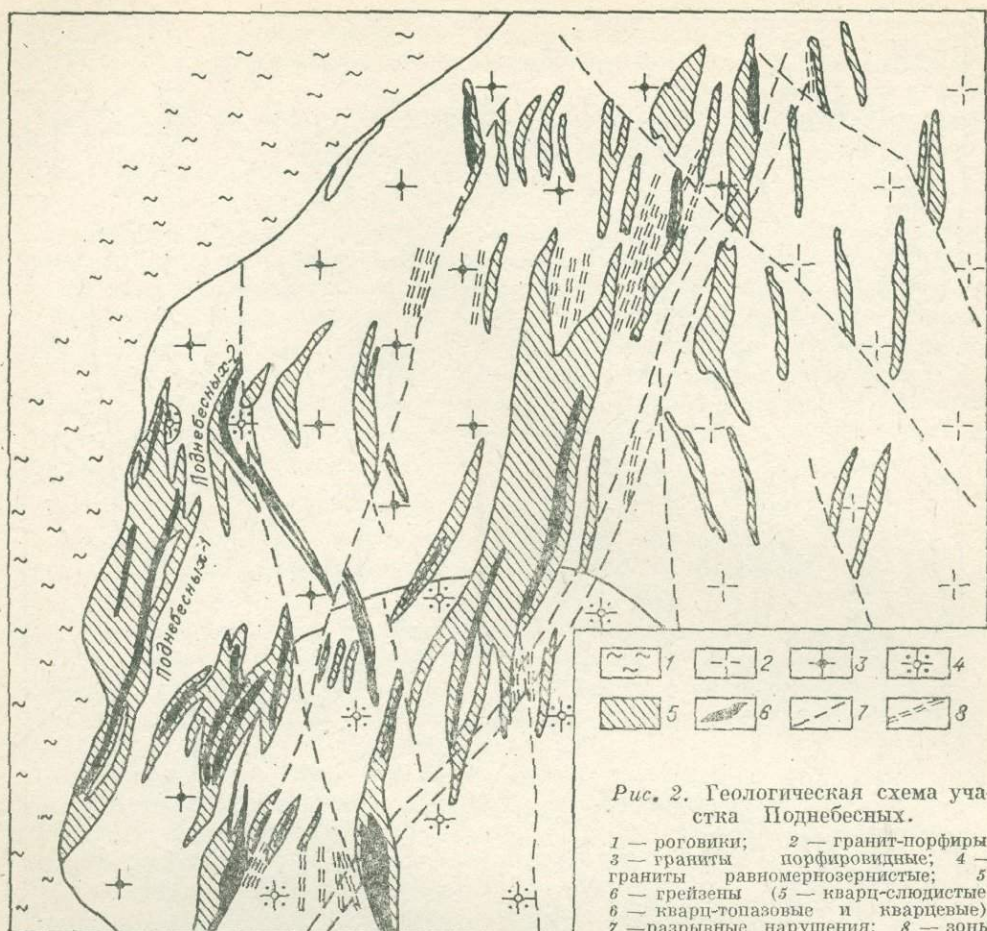


Рис. 2. Геологическая схема участка Поднебесных.

- 1 — роговиты; 2 — гранит-порфиры;  
 3 — граниты порфировидные; 4 —  
 граниты равномернозернистые; 5,  
 6 — гнейзы (5 — кварц-слоистые,  
 6 — кварц-топазовые и кварцевые);  
 7 — разрывные нарушения; 8 — зоны  
 повышенной трещиноватости.

характерна неявно выраженная и не окончательно завершенная сферидально-концентрическая, грубошаровая отдельность диаметром от нескольких сантиметров до нескольких метров. «Шаровая и овальная отдельности в лавах возникают при быстром охлаждении лавовых потоков. Такие условия создаются при соприкосновении лав с морской водой, при излиянии лав под сильным дождем или их внедрении в мягкие, пропитанные водой отложения» [Михайлов, 1973, с. 197]. Если магма содержит самостоятельную обильную флюидную фазу, то условия ее застывания могут быть весьма близкими к застыванию лавы в контакте с водой. Поэтому сферидальные трещины и скорлуповатая отдельность (рис. 3) гранитов Шерловой Горы, столь редкая в других гранитных массивах, свидетельствуют о высоком содержании самостоятельной флюидной фазы в магме, сформировавшей Шерловогорский массив.

Все разновидности гранитов Шерловогорского массива по классификации А. Н. Заварицкого относятся к ряду пород, пересыщенных алюминием (плюмазитовый тип гранитов:  $Al > Na + K + 2Ca$ ) и кремнеземом ( $45 > Q > 15$ ). Как следует из данных табл. 4, граниты Шерловогорского массива характеризуются повышенной кремнекислотностью, пересыщенностью глиноземом, повышенной щелочностью, преобладанием калия над натрием, низким содержанием фемических компонентов и высоким содержанием фтора. По химическому составу граниты Шерловогорского массива относятся к кукульбойскому интрузивному комплексу, широко развитому в Восточном Забайкалье.



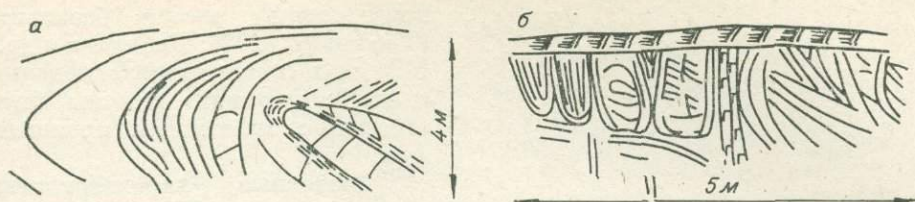


Рис. 3. Трещины в гранитах, образующие скорлуповатую отдельность.  
 а — рисунок трещиноватости, напоминающий протоструктуру движущейся гранитной магмы;  
 б — сфероидальная отдельность в гранитах.

При сравнении химических средних составов гранит-порфира, порфировидного гранита и равномернозернистого гранита отмечается отчетливое сходство их между собой. Наличие постепенных переходов между разновидностями гранитов и близость их химического состава свидетельствуют о том, что они, возможно, производные единого магматического расплава, особенно кристаллизации которого в различных частях массива отразились на текстурно-структурных особенностях гранитов.

С целью отыскания надежных критериев, отделяющих равномернозернистые граниты от других разновидностей, в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова выполнен изотопный анализ свинцов из проб грейзенов и галенитов из ассоциирующих рудных тел (рис. 4). На диаграмме распределения изотопов свинца (рис. 5) приводятся данные по Шерловой Горе и, для сравнения, по Воздвиженскому месторождению. Последние при  $\mu = {}^{238}\text{U} : {}^{204}\text{Pb} = 8,65$  оказываются очень близки изотоп-

Таблица 1

Химический состав гранитов и кварцевых порфиров Шерловой Горы

Компонент	Гранит-порфир	Порфировидный гранит	Равномернозернистый гранит	Аплитовидный гранит-порфир	Дайки мелкозернистого гранита	Дайки кварцевых порфиров внутри равномернозернистого гранита		Кварцевые порфиры		Дайка микрогранит-порфира
						6	7	Сопки Высокой	Сопки Большой	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	73,40	73,39	74,34	72,45	74,72	75,27	74,89	72,61	71,87	76,72
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,08	0,04	0,05	0,07	0,03	0,01	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,06	13,00	13,10	15,69	13,52	12,99	13,34	14,59	14,27	14,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	2,06	1,67	1,74	0,83	1,22	1,18	1,47	1,49	1,59	1,38
MgO	0,15	0,11	0,08	0,01	0,11	0,16	0,09	0,04	0,17	0,24
MnO	0,02	0,003	0,02	0,01	0,01	0,01	—	0,07	0,002	0,02
CaO	0,91	0,73	0,66	0,84	0,59	0,57	0,44	0,61	0,83	0,07
K <sub>2</sub> O	4,98	5,26	4,65	2,96	5,32	5,13	4,45	4,17	4,28	2,63
Na <sub>2</sub> O	2,91	3,32	3,43	5,40	2,58	3,48	3,96	4,14	3,76	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,003	—	0,09	—	—	—	0,11	0,16	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,46	0,56	1,14	0,52	0,14	0,25	1,57	1,84	3,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,37	0,28	0,32	0,36	0,38	0,24	0,52	0,19	1,07	0,16
F	0,66	0,57	0,56	0,48	0,29	0,48	0,35	0,81	0,59	0,25
F=O	0,28	0,24	0,24	0,20	0,12	0,20	0,15	0,34	0,25	0,11
	98,90	98,69	99,30	100,09	99,19	99,04	99,64	100,07	100,22	99,56
Число проб	3	3	9	1	5	1	1	4	1	1

Примечание. Анализы 1—7 выполнены рентгеноспектральным методом (квантометр КРФ-11); 8—10 выполнены химическим методом (ан. 8 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,80; FeO=0,63; ан. 9 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,90; FeO=0,63; ан. 10 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1,08; FeO=0,27). Определения F и H<sub>2</sub>O в ан. 1—8 выполнены химическим методом З. И. Михеевой, в ан. 9, 10 — Л. Л. Петровым.



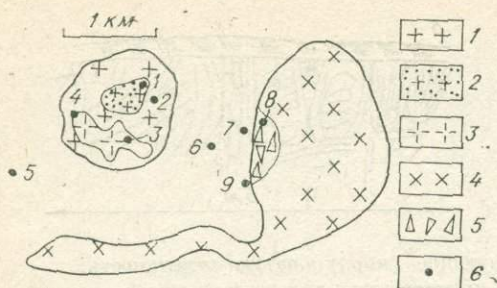


Рис. 4. Места отбора проб для свинцово-изотопного анализа.

1 — гранит-порфир и порфиroidный гранит, 2 — аплитовидный гранит-порфир, 3 — равномерно-зернистый гранит, 4 — онгонит (кварцевый порфир), 5 — туфобрекия онгонитов, 6 — места отбора и номера проб.

может быть отождествлена с пестроцветно-карбонатными толщами карбона, которые поставляли часть рудного материала для сульфидных месторождений Восточного Забайкалья. В рудных свинцах Шерловой Горы в переменных количествах присутствует свинец исходного магматического очага зон раннемезозойской активизации и свинец осадочного происхождения из палеозойских отложений карбонного возраста. Предполагаемая модель формирования рудных тел не объясняет положение только одной точки (ШБ-681, месторождение Алитовый отрог), которая характеризуется резким обогащением свинцом. По-видимому, в данном случае сказывается влияние аксессуарной минерализации. На диаграмме, построенной в координатах  $^{208}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Pb}$  (см. рис. 5), видно, что на правую линию регрессии попадают свинцы равномернозернистых гранитов, кварцевых порфиров и из ближайшей контактовой с ними области. Причем контактовые пробы содержат наибольшую долю «корового

ному составу свинца базальтов [Tatsumoto, 1966; Бибикина и др., 1979] и в соответствии с моделью «плюмботектоники» должны быть отнесены к мантийным производным.

Изотопные характеристики рудных свинцов Шерловой Горы укладываются на две крутые линии регрессии, пересекающиеся в одной точке на изохроне Гаутерманса с возрастом 300 млн. лет (ШБ-694, месторождение сопки Большой) при  $\mu = 9,6$ . По модели Б. Р. Доу и других (1975) эта точка лежит на линии развития верхней части земной коры и может

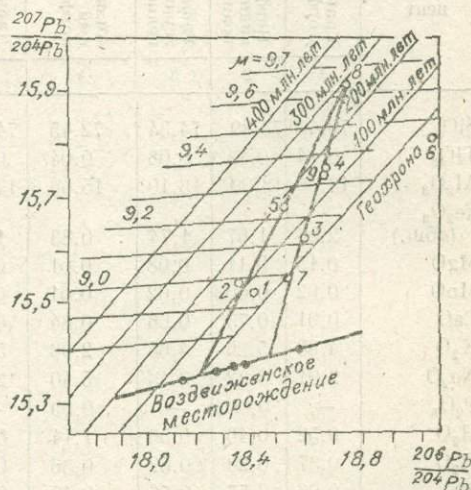
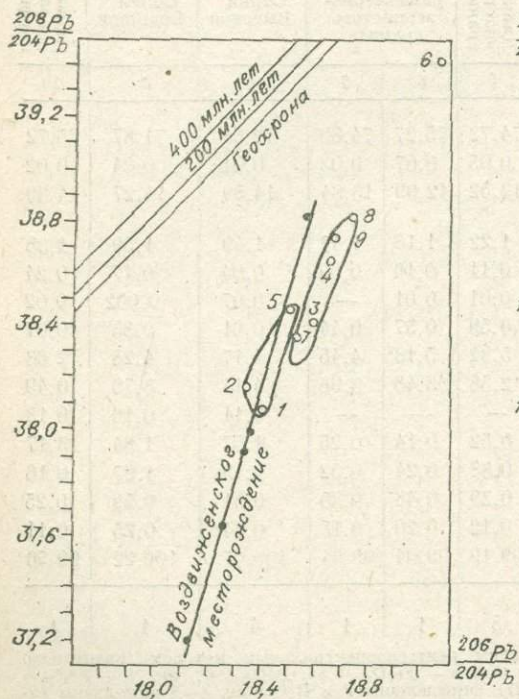


Рис. 5. Диаграмма изотопного состава свинцов в галенитах и грейзенах Шерловой Горы.

Грейзены: 1 — из аплитовидного гранита, 2 — из порфиroidных гранитов, 3, 4 — из равномернозернистых гранитов. Галениты: 5 — из Улястайского месторождения, 6 — из месторождения Аплитового отрога, 7—9 — из месторождения сопки Большой.



свинца». На левую линию регрессии попадают свинцы аплитовидных гранитов, гранит-порфиров, галенита из Улясутайской зоны, расположенной во вмещающих породах. Свинцы гранитов здесь содержат большую долю мантийной составляющей. Две линии регрессии четко характеризуют две фазы внедрения из одного источника.

Таким образом, несмотря на исключительную близость химического состава разных фацialsных разновидностей гранитов, свинцово-изотопные данные говорят о том, что равномернозернистые граниты занимают особое положение в массиве и наиболее близки к кварцевым порфирам.

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГРЕЙЗЕНОВ

Изучением строения и минерального состава грейзенов Шерловой Горы занимались О. Д. Левицкий (1964), Д. О. Онтоев (1974), В. Ф. Барабанов (1975, 1977) и др.

На месторождении выделяются жилообразные и штокверковые грейзеновые тела. Жилообразные грейзеновые тела имеют крайне неправильные формы и весьма не выдержаны как по простиранию, так и по падению. Частое чередование раздувов и пережимов обуславливает их четковидный облик. Мощность грейзеновых тел изменяется от нескольких сантиметров до 1,5 м, а протяженность — от нескольких метров до 100—200 м. Наиболее крупные и интересные жилообразные грейзеновые тела имеют либо северо-западное простирание и приуроченность к трещинам скола (жила Поднебесных-2), либо широтное простирание и приуроченность к трещинам отрыва (жила Миллионная). Штокверковые грейзены представляют собой сеть пересекающихся грейзеновых прожилков, образующих нередко сфероидальную структуру.

Среди грейзенов Шерлогогорского штока выделяются несколько типов: кварц-слюдистый, кварц-слюдисто-топазовый, кварц-топазовый, топазовый, кварцевый. Необходимо также отметить распространение кварц-слюдистых грейзенов с сульфидами. Сульфиды в них иногда разрушаются и грейзены приобретают кавернозный облик.

Характерна для строения грейзеновых тел Шерлогогорского месторождения зональность, выраженная в смене минеральных парагенезисов от периферии к центру тела. При этом разрез околожильной зоны вырисовывается в следующем виде (от внешних зон к внутренним): 1 — грейзенизированный гранит, 2 — кварц-слюдистый грейзен, 3 — кварц-слюдисто-топазовый грейзен, 4 — кварц-топазовый грейзен, 5 — кварцевый или топазовый грейзен, 6 — жильное выполнение.

Жильное выполнение может быть самого различного состава: кварцевого, кварц-бериллового, бериллового, топазового, кварц-топазового, сидерофиллитового и др. Таким образом, состав жил определяется сочетанием четырех минералов — кварца, топаза, берилла и сидерофиллита. Реже встречаются флюорит, арсенопирит, молибденит, вольфрамит, сидерит. Выделяется две генерации берилла. Более ранняя генерация этого минерала представлена крупными кристаллами (до 10 см и более по длинной оси) желтовато-зеленого цвета, непрозрачными, сильно трещиноватыми. Берилл второй генерации образует прозрачные кристаллы аквамарина и золотистого гелиодора хорошей сохранности. Топаз в жильном выполнении также представлен двумя разновидностями. Более ранние топазы образуют прекрасные правильные кристаллы, широко развитые и ассоциирующие нередко с бериллом, вольфрамитом и сидерофиллитом. Более поздний топаз представлен мелкими прозрачными кристаллами. Распространен незначительно. Аквамарин и гелиодор часто вместе с кристаллами топаза нарастают на поверхности кристаллов бериллов ранней генерации.



Аквамарины и топазы ювелирного качества встречаются в пустотах жил, выполненных глинистой массой.

Как уже отмечалось, особенностью распределения грейзеновых тел внутри массива является их тяготение к области распространения равномернозернистых гранитов. К зоне контакта равномернозернистых гранитов с другими фациальными разновидностями приурочены основные жилы — Миллионная, Новиковская, Поднебесная, Новая.

Другая важная особенность структуры грейзеновых тел — отличие их системы трещиноватости от системы трещиноватости гранитов, что особенно детально изучено на участке жил Поднебесных.

Отсутствие гранитной системы трещин внутри грейзеновых тел и преобладание иной системы трещин в конечном итоге проще объяснить тем, что формированию грейзенового тела предшествовало образование локального законсервированного участка остаточного расплава. До начала его отвердевания существовало одно силовое поле, в котором генерировалась «гранитная» система трещин. Кристаллизация остаточных расплавов происходила в поле изменившихся к этому времени напряжений, под воздействием которых формировалась «грейзеновая» система трещин.

Все закартированные на участке Поднебесных грейзеновые тела и зоны не связаны со сколько-нибудь протяженными разломами, тектоническими трещинами или зонами трещиноватости, прослеживаемыми за пределы грейзенов и контролирующими грейзенизацию. Ни один из предыдущих исследователей, так же как и мы, этого не обнаружил и не отразил на геологических картах. Например, А. А. Беус (1960, с. 242) отмечает «приуроченность берилла к весьма невыдержанным трещинам, быстро выклинивающимся по простиранию и на глубину». Вместо этого отчетливо наблюдается вытянутость всех тел параллельно контакту. Именно такую форму должны были принять при формировании массива остаточные расплавы, обогащенные летучими, отжимавшиеся при кристаллизации внутрь массива и растекавшиеся на фронте кристаллизации параллельно контакту.

По характеру трещиноватости, ясно коррелируемой с интенсивной грейзенизацией, можно на плане трещиноватости грейзена оконтурить область локализации такого расплава. В узких приконтактных частях развиты трещины грейзенового и гранитного типов. В этих зонах грейзенизация затухает.

На рис. 6 показаны разрезы через грейзеновое тело Поднебесных-2. Форма грейзенового тела в вертикальном разрезе за пределами жилы, локализованной в трещине скалывания, весьма своеобразна. Она аналогична экспериментально полученной картине взаимного перемещения двух вязких жидкостей из первоначального их слоистого расположения более плотной и вязкой над более легкой и менее вязкой. В природе так образуются соляные диапиры, гранито-гнейсовые купола и многие другие образования [Тохтуев, 1972].

Происхождение формы грейзенового тела Поднебесных-2 в разрезе (см. рис. 4) можно объяснить с учетом изложенного следующим образом. Образованию грейзена предшествовало образование остаточного расплава, обогащенного летучими и законсервированного в пластичной массе полужастывшего окружающего гранита. Остаточный расплав имел форму уплотненного эллипсоида или слоя, вытянутого параллельно контакту массива. Расплав в силу насыщенности летучими был менее вязким и менее плотным, чем окружающий гранит. Под воздействием давления вышележащей толщи гранита остаточный расплав наподобие соляного диапира начал выжиматься вверх. При этом параллельно плоскостям подъема и течения диапира на этапе затвердевания происходило скалывание с образованием трещиноватости с аз. пад. 120—140°.

Следовательно, морфология грейзенового тела Поднебесных-2 отражает медленное течение застывающего менее плотного и менее вязкого (по срав-



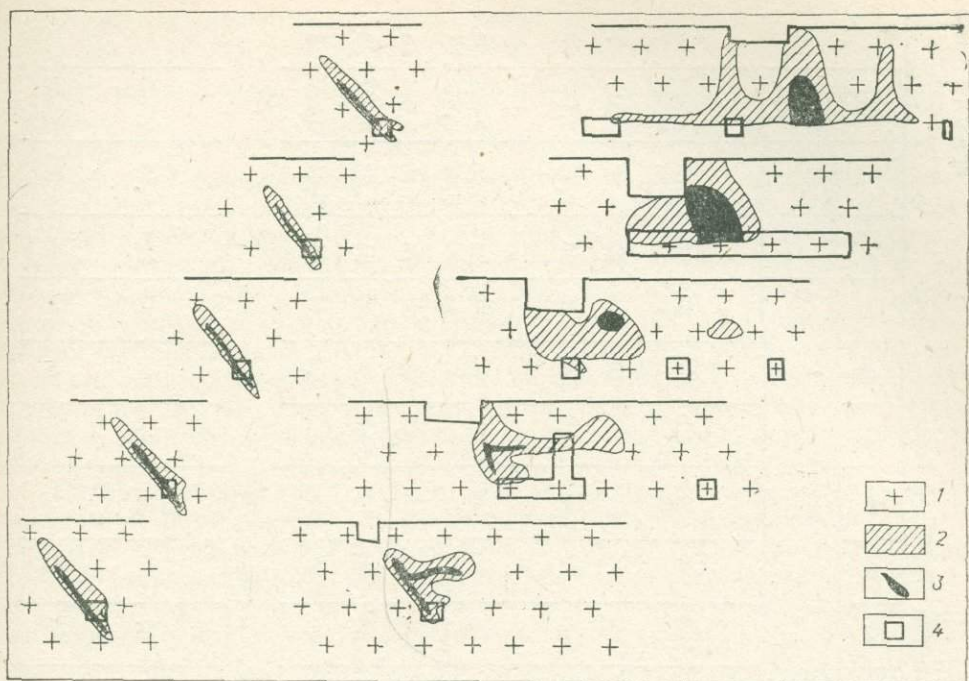


Рис. 6. Схематические разрезы через жилу Поднебесных-2.

1 — гранит, 2 — грейзены, 3 — жильное выполнение, 4 — подземная выработка.

нению с гранитным) расплава в полужатвердевшем гранитном расплаве.

Описанное грейзеновое тело Поднебесных-2 сколовый трещиной, заполненной жильной минерализацией, соединяется с телом равнозернистых гранитов, со стороны которых, видимо, осуществлялся дополнительный подток летучих и редких элементов в остаточную магматическую камеру. Геохимическое обоснование этого будет дано ниже.

Итак, разнообразные структурные наблюдения над трещиноватостью пород и морфологией рудных тел подтверждают насыщенность расплава флюидной фазой и образование остаточных расплавов — дифференциатов литий-фтористой магмы с концентрированием летучих и редких элементов. На месте этой магмы, по-видимому, в результате ее кристаллизации и последующего аутометасоматического преобразования сформировались грейзены.

## ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ И ГРЕЙЗЕНОВ

В предыдущем разделе была показана практическая идентичность петрохимического состава всех разновидностей гранитов. По величинам индикаторных отношений  $K : Rb$ ,  $Ba : Rb$ ,  $\frac{1000}{F} \cdot \frac{Sr + Ba}{Li + Rb}$ , по содержаниям F, Rb и ряда других элементов массив занимает промежуточное положение между главной фазой плюмазитовых редкометальных лейкогранитов и их литий-фтористой фацией в геохимической классификации типов гранитоидов Л. В. Таусона (1977) (табл. 2). По классификации В. И. Коваленко (1977) граниты Шерловой Горы относятся к группе литий-фтористых, так как содержат такие типоморфные минералы, как литиевый биотит, топаз, а также циркон, колумбит, касситерит, флюорит. Характернейшая черта гранитов массива — их обогащенность фтором,



Характеристика редкоземельного состава пород Шерловой Горы

Порода	K	Na	F	Cl	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Li	Rb	Cs	Sn	W	Zn	Pb	B	Be	Ba	Sr	K:Rb	Ba:Rb	$\frac{1000 \text{ Ba} + \text{Sn}}{\text{F} \cdot \text{Li} + \text{Rb}}$	Число проб
	%					г/т														
Аплитовидный гранит-порфир	4,00	2,20	0,35	0,012	0,55	92	479	14	13	10	282	50					83			3
Гранит-порфир	4,00	2,50	0,44	0,023	0,34	119	490	16	21	15	190	126	120	6,0	170	44	81	0,28	0,080	4
Порфировидный гранит	4,30	2,40	0,62	0,024	0,36	138	550	18	22	19	120	63	58	8,2	110	33	78	0,20	0,045	7
Равномернозернистый гранит	3,90	2,30	0,46	0,020	0,48	107	512	16	18	17	89	74	56	5,6	50	15	76	0,10	0,017	7
Дайки мелкозернистого гранита	4,55	2,06	0,29	0,020	0,44	72	528	16	19	15	200	72	50	4,6	180	45	86	0,34	0,130	3
Дайка кварцевых порфиров внутри равномернозернистого гранита	4,20	2,70	0,48	0,020	0,14	150	504	110	15	17	63	30	49	4,0	200	53	83	0,40	0,081	1
То же	3,60	2,90	0,35	0,026	0,25	135	408	21	18	15	51	35	55	11,0	27	14	88	0,07	0,022	1
Кварцевые порфиры сопки Большой	3,66	3,00	0,59	0,016	2,49	22	478	9	28	9	108	60	118	6,2	73	58	76	0,15	0,044	5
Кварцевые порфиры сопки Высокой	3,74	3,45	0,81	0,015	0,58	184	580	17	48	7	46	40	115	10,8	48	29	64	0,08	0,012	8
Дайка микрогранит-порфира	3,00	0,42	0,23	0,027	2,77	30	370	Сл.	112	4	10	200	400	3,5	200	11	81	0,54	0,230	1
<i>Геохимические типы гранитов по Л. В. Таусону (1977)</i>																				
Главная фаза плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов	3,9	2,8	0,23			140	380	15	15	6	37	26	27	8,4	190	75	103	0,50	0,220	
Литий-фтористая фацция плюмазитовых лейкогранитов	3,8	2,9	0,61			550	980	40	84	28	62	43	15	12,0	44	17	39	0,04	0,006	



содержание которого не опускается ниже 0,4% в изученном 300-метровом интервале и не обнаруживает тенденции к снижению с глубиной.

По минимальной величине отношений  $K : Rb$ ,  $Ba : Rb$ ,  $\frac{1000}{F} \times \frac{Sr + Ba}{Li + Rb}$  равномернозернистые граниты находятся ближе всего к литий-фтористой фации плюмазитовых лейкогранитов. Как уже отмечалось, эти граниты являются более поздними по сравнению с гранит-порфирами и порфиroidными гранитами, и к ним пространственно тяготеет грейзеновое оруденение на Шерловой Горе. По редкоэлементному составу и по величине индикаторных отношений эти граниты наиболее похожи на кварцевые порфиры (онгониты) сопки Высокой (см. табл. 2). Онгониты имеют свежий и неизменный стекловатый облик и характеризуются максимальными среди пород средними содержаниями  $F = 0,8 - 1\%$  и  $Be = 10,8$  г/т. Важно отметить, что небольшие тела калиевых аналогов онгонитов — эльванов — были обнаружены внутри равномернозернистых гранитов в двух местах (см. табл. 2, они названы дайками кварцевых порфиров).

Максимальное количество  $Ba$  и  $Sr$  и минимальное  $F$  содержат гранит-порфиры (и аплитовидные гранит-порфиры), а также дайка микрогранит-порфиров внутри тела дайки онгонитов сопки Большой (см. табл. 2). По ряду редких элементов и по индикаторным отношениям таким образом как будто бы устанавливается аналогия между отдельными фациями интрузивных и субинтрузивных разновидностей пород. Но, с другой стороны, отчетливо проявляется и различие между гранитами и онгонитами. Последние более натровые и менее калиевые, содержат больше  $Sp$  и меньше  $W$ , чем граниты, что соответствует их различию в рудоносности.

Граниты Шерловой Горы богаче  $F$ ,  $Rb$  и беднее  $Ba$ ,  $Sr$ , чем их более глубинные аналоги — граниты Адул-Челона. Последние являются главной фацией плюмазитовых редкометальных лейкогранитов по классификации Л. В. Гаусона (1977).

Грейзенизированные и неизменные аплитовидные граниты обогащены  $F$  и  $B$  в верхней части массива по сравнению с подстилающими их порфиroidными и равномернозернистыми гранитами. Эта естественная вертикальная зональность по летучим компонентам обусловлена накоплением летучих в апикальных частях интрузии.

Анализ распределения  $F$  и  $H_2O^+$  в неизменных гранитах показывает, что наибольшей неравномерностью распределения летучих (наибольшей дисперсией) характеризуются равномернозернистые и порфиroidные граниты. Максимальные содержания  $F (>1\%)$  и  $H_2O^+ (1 - 4\%)$  также свойственны именно этим гранитам. В остальных разновидностях неизменных гранитов такие высокие концентрации воды и фтора не встречаются вообще (рис. 7). Минимальные содержания  $F$  и  $H_2O^+$  характерны для даек. Весьма вероятно, что на магматическом этапе магма, из которой сформировались порфиroidные и равномернозернистые граниты, имела очень высокие уровни  $F$  и  $H_2O^+$ , значительно превышающие средние содержания.

На участке Поднебесных главная масса пород представлена порфиroidными гранитами. Среди этих гранитов в виде субгоризонтального тела залегают равномернозернистые граниты, которые подразделяются в свою очередь на две фациальные разновидности. Верхняя часть тела представлена равномернокрупнозернистой фацией, а нижняя, подстилающая — мелкозернистой (рис. 8). Кривая плотности распределения элементов в порфиroidных гранитах занимает почти на всем протяжении среднее положение между кривыми для крупно- и мелкозернистых гранитов (рис. 9). При этом кривая для мелкозернистых гранитов смещена в область более низких содержаний, а для крупнозернистых — в область более высоких. Установлено, что область развития грейзеновых тел тяготеет повсеместно к зоне контакта крупнозернистых и порфиroidных гранитов. Поэтому



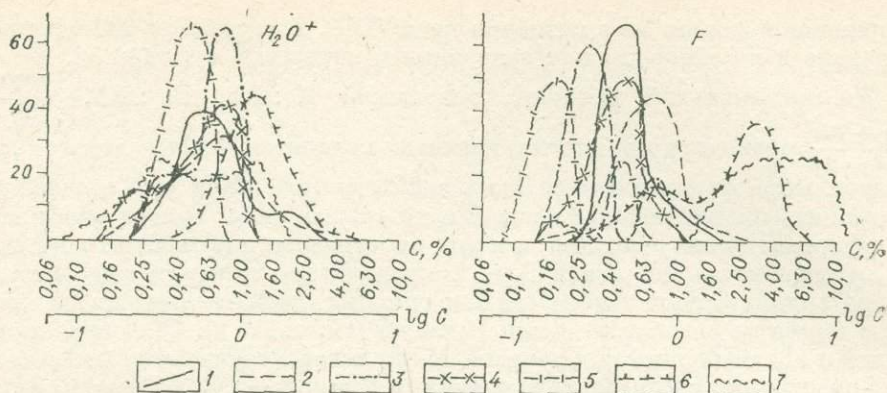


Рис. 7. Кривые плотности распределения логарифмов концентраций  $H_2O^+$  и F в неизмененных гранитах и в грейзенах Шерловогорского массива. 1 — равномернозернистый гранит, 2 — порфировидный гранит, 3 — мелкозернистый гранит, 4 — гранит-порфир, 5 — дайки мелкозернистого гранита, 6 — кварц-сподистый грейзен, 7 — кварц-топазовый грейзен.

наблюдаемое расщепление единого уровня содержаний элементов на более низкие содержания в мелкозернистых гранитах и на более высокие в крупнозернистых логично связать с приуроченностью грейзенов к этой последней разновидности гранитов. Что касается распределения фтора в мелкозернистом граните, то можно заметить, что он обеднен этим элементом, как и другими летучими, а крупнозернистый — обогащен. В неизмененном порфировидном граните содержания F выше, чем в крупнозернистом (табл. 3). Это связано с относительным обогащением биотитом порфировидных гранитов в контакте с равномернозернистыми гранитами. Кроме того, в равномернозернистых гранитах часть F расходовалась на формирование грейзенов.

Уровни содержаний микроэлементов, петрохимия, геологическая обстановка, структура пород указывают на формирование равномернозернистого гранита из расплава, близкого по составу окружающим гранитам.

Кристаллизация происходила в субгоризонтальных трещинах-полостях, возможно, в условиях пониженного давления, вызывавшего кипение, а также перемещение летучих в верхние части этих локальных линзообразных камер. Вследствие потери летучих внизу происходила быстрая кристаллизация расплава при более высокой температуре с образованием гранита с мелкозернистой структурой. Вверху же, вследствие накопления летучих, температура кристаллизации понижалась, причем кристаллизация протекала более длительное время с образованием равномерно-крупнозернистой структуры пород. Эта дифференциация магмы равнозернистых гра-

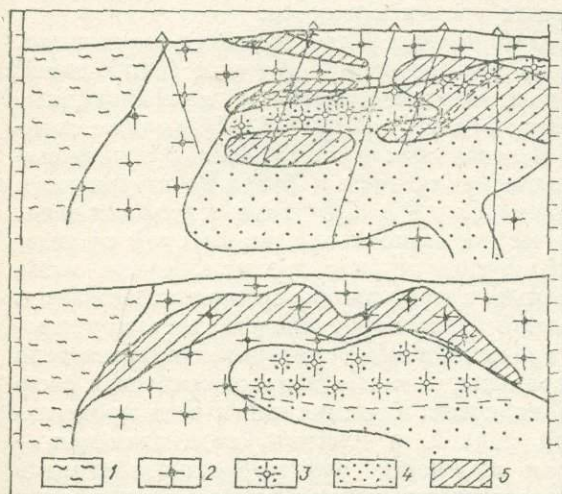


Рис. 8. Схематические разрезы через участок Поднебесных.

1 — роговики, 2 — порфировидный гранит, 3 — равномернозернистый гранит, 4 — гранит мелкозернистый, 5 — области преимущественного распространения грейзеновых тел.



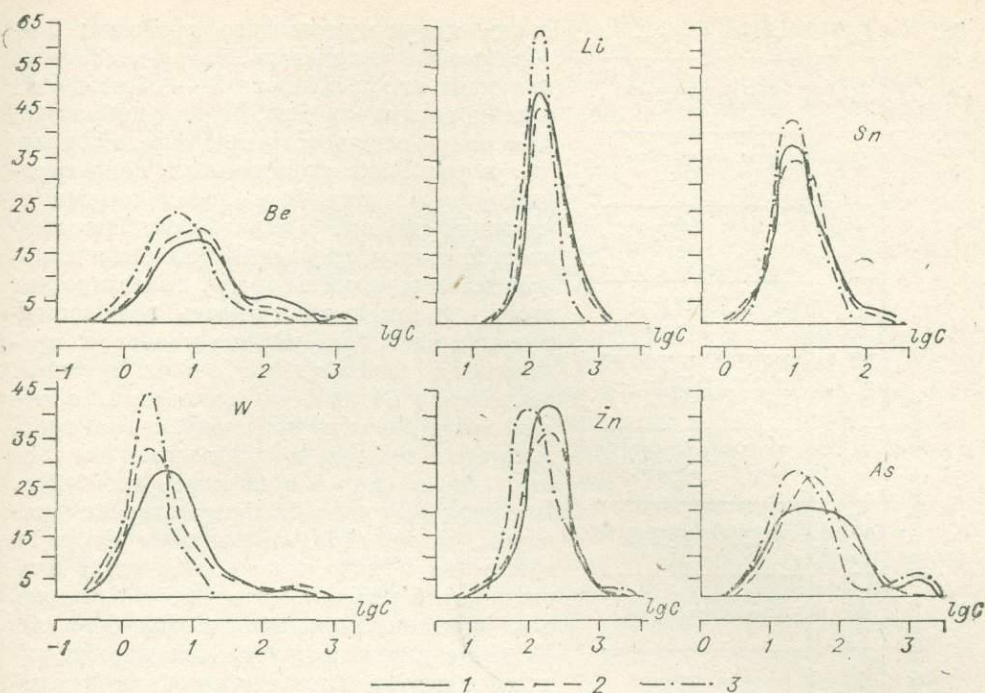


Рис. 9. Кривые плотности распределения логарифмов концентраций Be, Li, Sn, W, Zn и As в породах участка Поднебесных.

1 — равномернозернистый гранит, 2 — порфировидный гранит, 3 — мелкозернистый гранит.

нитов была заключительным дополнительным механизмом концентрирования летучих и редких элементов в расплаве и флюиде.

Таким образом, геохимические данные подтверждают важную роль родоначальной магмы равнозернистых гранитов для образования дифференциатов, сверхобогатенных летучими и редкими элементами, и для грейзенизирующих флюидов.

Все разновидности пород, слагающие Шерловогорский штوك, как уже отмечалось в большей или меньшей степени грейзенизированы. Наиболее сильно грейзенизированы аплитовидные гранит-порфиры апикальной части штюка. Процесс грейзенизации в общем виде разделяется на три стадии, различающиеся по характеру и составу минералообразующих растворов и связанных с ними парагенезисов минералов: 1 — образо-

Таблица 3

Среднеарифметические содержания  $H_2O^+$ , Cl и F в неизмененных гранитах участков Поднебесных (I), жилы Миллионной (II), вес. %

Гранит	$H_2O^+$	Cl	F	Число проб		
				F, Cl	$H_2O^+$	
I	а { Порфировидный Равномернозернистый	0,87	0,017	1,00	9	9
		0,98	0,020	0,80	9	9
	б { Порфировидный Равномернозернистый Мелкозернистый	0,83	0,019	0,81	17	11
		0,93	0,021	0,75	12	11
		0,30	0,015	0,09	1	1
	II	Порфировидный и гранит-порфир Равномернозернистый	0,54	0,022	0,54	5
0,68			0,026	0,46	2	2

Примечание. а — по 9 опорным, б — по всем скважинам.



Характеристика редкоземельного состава пород Шерловой Горы

Грейзены	%										г/т										одн оснн
	K	Na	F	Cl	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Li	Rb	Cs	Sn	W	Zn	Pb	B	Be	As	Mo					
Кварц-слюдистый	2,80	0,42	4,70	0,024	1,40	310	520	59	58	9	380	170	285	7,0	205	20					
Кварц-топазовый	0,08	0,01	4,80	0,018	0,26	24	8	42	41	40	100	97	17	6,0	52	35					
Кварцевый	0,27	0,01	1,77	0,024	0,39	62	42	4	11	28	65	95	44	2,0	4	28					
Топазовый	0,07	0,05	7,40	0,019	0,58	5	5	60	10	5	53	57	40	1,0	44	5					
Кварц-слюдистый с сульфидами	2,08	0,07	2,00	0,023	0,85	380	620	60	87	15	3620	480	462	7,0	500	4					
Кварц-топазовый с турмалином	0,33	0,31	3,30	0,027	1,34	65	70	8	260	10	410	290	3090	5,0	100	8					
Кварц-топазовый с сидерофилитом	3,00	3,05	7,53	0,062	1,59	1135	1135	93	79	19	560	74	95	2,0	5	2					

вание кварц-мусковитового грейзена; 2 — образование кварцевого, кварц-топазового и топазового грейзенов; 3 — образование жильного выполнения. Процесс образования кварц-слюдистого грейзена происходил в условиях повышенных концентраций фтора с полным выносом натрия и частично калия. Главной особенностью второй стадии грейзенизации была высокая концентрация фтора и, как следствие этого, высокая кислотность грейзенизирующих растворов. В этих условиях продолжался интенсивный вынос щелочей, становился подвижным алюминий, который мигрировал из зоны кварцевого грейзена с последующим отложением в зоне кварц-топазового и топазового грейзенов. Последующее снижение кислотности растворов, вследствие связывания фтора и алюминия в виде топаза, понижало подвижность бериллия, который, связываясь с алюминием, выделялся в виде берилла. Вместе с другими минералами берилл выполнял центральные части жил в заключительную стадию грейзенового процесса.

В целом грейзеновый процесс на Шерловой Горе характеризовался исключительно высокими концентрациями фтора в грейзенизирующих растворах.

Грейзены по сравнению с гранитами резко обогащены летучими, редкими и рудными элементами (табл. 4). Повышенными содержаниями Sn, Zn, As, Rb, В особенно характеризуются кварц-слюдистые грейзены. Еще более заметное концентрирование олова, свинца и цинка происходит в кварц-слюдистых грейзенах с сульфидами. Кварцевые и кварц-топазовые грейзены обеднены этими элементами. Максимальные концентрации вольфрама и молибдена характерны для кварцевого грейзена. Повышенные концентрации As, Sn, Zn, Pb, В в кварц-слюдистых грейзенах свидетельствуют о привносе их слабокислыми (с умеренным содержанием F) грейзенизирующими растворами, которые фиксировались в виде изоморфной примеси в слюдах и аксессуарных минералах. Отсутствие этих элементов в кварцевом и кварц-топазовом грейзенах указывает на их вынос в результате воздействия кислых растворов и замещения кварц-мусковитового агрегата топазом. На более поздних этапах грейзенового процесса происходило переотложение рудных элементов. Так, сфалерит, арсенопирит, пирит выполняют каверны в кварц-слюдис-



то-топазовых грейзенах; касситерит, молибденит, турмалин — в кварц-топазовых; арсенопирит, вольфрамит, берилл отлагаются в жильном выполнении. Таким образом, в грейзеновых образованиях Шерловогорского массива намечаются две стадии концентрирования ряда рудных и редких элементов.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ

Экспериментальные данные свидетельствуют, что литий-фтористый гранитный расплав в присутствии водных растворов фторидов K, Li, Rb может дифференцировать при накоплении F, редких щелочей и других металлов с понижением температуры солидуса до очень низких значений, а также с увеличением доли водно-солевой жидкости и уменьшением доли расплава [Глюк, 1977]. И. Д. Рябчиков (1969), Д. С. Глюк (1977, 1980), В. И. Коваленко (1977) показали, что в зависимости от РТХ-условий такие минералы, как слюды, топаз, могут кристаллизоваться или непосредственно из силикатного расплава, или из водно-солевой жидкости, или из флюида при явлениях замещения ранее выделившихся силикатов. В зависимости от этого петрографическая структура пород будет или типично «магматической» или «метасоматической».

Чем больше F в системе литий-фтористый гранитный расплав—вода, тем сильнее расширяется поле кристаллизации кварца и топаза. При содержании F в системе более 1,3% из расслоенного онгонитового расплава кристаллизуются при 800—600°C только кварц и топаз, все остальные компоненты остаются в расплаве и флюиде. Расплав разделяется на две жидкости, одна из которых содержит повышенные концентрации F, Al, Ca, Na, K и пониженные—Si, т. е. по составу напоминает топазовые грейзены. Поэтому теоретически кварцевые ядра и жилы с топазом (бериллом, молибденом) могли непосредственно кристаллизоваться из гранитной магмы, резко обогащенной F. По В. И. Коваленко и Н. И. Коваленко (1976), содержание F в твердой фазе должно достигать 8% (а в системе — 1,3%). На Шерловой Горе этому условию почти удовлетворяют топазовый и кварц-топазовый с сидерофиллитом грейзены (см. табл. 4).

Таким образом, судя по экспериментальным данным, гранитный расплав в присутствии водного раствора фторида K и других щелочных металлов мог дифференцировать до составов, дающих при низкотемпературной кристаллизации минеральные ассоциации, аналогичные грейзеновым.

Грейзены Шерловой Горы имеют признаки метасоматического происхождения. Температура образования топаза по измерениям В. В. Наумова равна 450°C. В. Н. Лодочников и Д. С. Корижинский считают мусковитовые граниты Шерловой Горы автометасоматическими. Новые структурно-геологические и геохимические данные и результаты экспериментальных исследований говорят о том, что некоторые грейзеновые тела Шерловой Горы образовались за счет автометасоматического замещения литий-фтористых гранитов, резко обогащенных F и редкими элементами. Обычно считается, что грейзены образуются под воздействием флюидов, отделившихся от остаточного магматического очага и проделавших больший или меньший путь до места грейзенизации. Рассмотренный нами случай отличается той особенностью, что длина этого пути близка к нулю.

В такой трактовке генезис грейзенов Шерловой Горы весьма напоминает образование пегматитов из остаточных пегматитовых расплавов, но с пропуском процесса образования крупных блоков полевого шпата и с чрезмерным развитием поздней стадии процессов замещения.



## ВЫВОДЫ

В пределах Шерловогорского массива устанавливается следующая последовательность формирования фациальных разновидностей гранитов: аплитовидные гранит-порфиры, гранит-порфиры, порфиroidные граниты, равнозернистые граниты. Онгониты по времени внедрения и по составу ближе к равнозернистым гранитам.

О высокой насыщенности магмы самостоятельной флюидной фазой свидетельствует типичная для Шерловогорских гранитов грубосферoidalная, скорлуповато-концентрическая отдельность.

Граниты Шерловой Горы занимают промежуточное положение между главной фацией редкометальных плюмазитовых лейкогранитов и литий-фтористой фацией последних [по Л. В. Таусону, 1977]. Наиболее близки к литий-фтористой фации равнозернистые граниты. Содержание F в неизмененных гранитах 0,4—0,7%. Кварцевые порфиры — типичные онгониты с содержанием F = 0,3—0,8%.

Характерно наличие среди неизмененных порфиroidных и равнозернистых гранитов массива участков с содержанием F > 1%, что может свидетельствовать о локальном накоплении F на магматической стадии. Граниты этих участков являются типичной литий-фтористой фацией плюмазитовых лейкогранитов.

Тела равнозернистых гранитов при своем внедрении и становлении испытывали дополнительную эманационную дифференциацию. Летучие компоненты при этом накапливались в структурных ловушках, особенно в ранее возникших и обособившихся камерах с остаточными расплавами.

Все крупнейшие грейзеновые тела тяготеют к равнозернистым гранитам в пределах Шерловогорского массива.

На фронте кристаллизации массива от контактов к центру происходило накопление F и редких элементов с образованием магм, резко обогащенных этими компонентами. Легкоподвижные расплавы растекались вдоль фронта кристаллизации параллельно контактам массива и в силу пониженной температуры их кристаллизации консервировались среди менее обогащенных летучими и скорее застывших типичных гранитов массива. На месте этих линзовидных тел остаточного расплава в ходе кристаллизации и автometасоматического замещения в дальнейшем формировались грейзены.

Различие систем трещиноватости в гранитах и грейзенах, отсутствие «гранитных» трещин в грейзенах и другие особенности трещиноватости грейзенов легче объясняются с позиции первоначального существования низкоплавкого расплава, резко обогащенного F, H<sub>2</sub>O, щелочами и редкими элементами.

Морфология грейзеновых тел также указывает на пластическое течение вещества грейзена, что подтверждает обогащение редкими и летучими компонентами участков грейзенизации еще на стадии расплава.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что гранитные расплавы в присутствии водных растворов фторидов K, Li, Rb могут дифференцировать с непрерывным обогащением F и редкими элементами до составов, отвечающих грейzenам.

Экспериментами И. Д. Рябчикова, Д. С. Глюка, Н. И. Коваленко показана большая роль процесса ликвации в системах гранит — соль — вода, приводящего к образованию наряду с силикатным расплавом водно-солевых жидкостей. При этом слюда, топаз, флюорит и другие минералы в зависимости от *PT*-условий могут кристаллизоваться как из силикатного расплава, так и из водно-солевой жидкости и из флюида с замещением ранее выделившихся силикатов. В зависимости от этого образуются типично магматические или типично метасоматические, грейзеновые структуры пород. В последнем случае, очевидно, будет наблюдаться метасома-



тическая зональность в полном соответствии с теорией Д. С. Коржинского.

В результате исследований обнаруживается важная роль аутоматоматических явлений при формировании грейзеновых тел Шерловой Горы в процессе кристаллизации остаточных литий-фтористых гранитных расплавов. Не отрицается и типичный метасоматоз при образовании грейзенов. Но инфильтрация и диффузия компонентов из остаточных очагов литий-фтористой гранитной магмы происходили на незначительные расстояния.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В. В., Петрова М. Г., Королев Б. Н. и др. Структура, рудопроявления и условия образования Шерловгорского гранитного интрузива.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 6, с. 41—53.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л.: ЛГУ, 1975. 360 с.
- Барабанов В. Ф. Геохимия и типоморфизм зональных аквамаринов.— В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Вып. 1. Л., 1976, с. 5—22.
- Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. Л.: Недра, 1977. 327 с.
- Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.
- Бибикова Е. В., Кирносова Т. И., Макаров В. А. Свинцово-изотопное изучение базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 2, с. 77—84.
- Глюк Д. С., Анфилов В. Н., Труфанова Л. Г. и др. Ликвационные явления в системе альбит —  $H_2O$  —  $HF$ .— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 21—29.
- Глюк Д. С., Труфанова Л. Г., Базарова С. Б. Фазовые отношения в системе гранит —  $H_2O$  —  $LiF$  при давлении 1000  $kg/cm^2$ .— Геохимия, 1980, № 9, с. 1327—1342.
- Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Плавление в системе гранит —  $H_2O$  с добавками  $HF$ ,  $HCl$ , фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1000  $kg/cm^2$ .— Геохимия, 1977, № 7, с. 1003—1011.
- Доу Б. Р., Зартман Р. Е., Стейн Дж. С. Общая теория плюмботектоники.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1979. 49 с.
- Духовский А. А., Артамонова Н. А., Молоткова М. Н. и др. Объемное геологическое строение Шерловгорского района Восточного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1444—1448.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 124 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. Геохимические типы редкометалльных гранитов, их распространенность и условия становления.— В кн.: Редкометалльные граниты Монголии. М.: ССМНИГЭ, 1971, с. 208—215.
- Левницкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., 1964.
- Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1973. 432 с.
- Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
- Осинов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Рябчиков И. Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм.— В кн.: Проблемы геологии, минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 2. М., 1969, с. 100—121.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднороднослоистых геологических средах. Киев: Наукова думка, 1972. 121 с.
- Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловгорского вольфрамитового месторождения летом 1928 г.— Изв. Геол. комитета, 1929, т. 48, № 10, с. 1479—1518.
- Tatsumoto M., Knight R. J., Allgre C. J. Time difference in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206.— Science, 1973, v. 180, N 4092, p. 1279—1283.



## МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЕМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АМЕТИСТА В СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ ПОЛЯХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Минералы кремнезема — аметист, кварц, халцедон, опал, установлены во многих скарно-магнетитовых полях, связанных с вулканотектоническими структурами мезозойского возраста юга Сибирской платформы [Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960; Павлов, 1961; Вахрушев и др., 1977; Шмакин и др., 1977]. Количество и масштабы проявлений минералов данной группы возрастают с юга на север, от Ангаро-Илимского к Ангаро-Катскому и Илимпейскому железорудным районам, с увеличением роли песчаников и других кремнеземистых пород в разрезе осадочного чехла платформы. Максимально обогащены минералами кремнезема скарно-магнетитовые зоны вулканотектонических структур, закартированных среди терригенных толщ катской и тушамской свит пермо-карбонового возраста (месторождения Капаевское, Чапка, Скарное). Слабо проявлена или отсутствует аметист-кварц-халцедоновая минерализация в скарно-магнетитовых полях тех вулканических аппаратов, которые эродированы на уровне горизонтов карбонатных пород осадочного чехла платформы.

В пределах скарно-железорудных полей скопления минералов кремнезема приурочены к зонам окисления магнетитовых залежей, часто пространственно совмещенных с корами выветривания трещинного типа, пострудными зонами брекчирования, дробления и повышенной трещиноватости. Причем аметистовая минерализация предпочтительно локализована в контурах железорудных тел и крайне редко встречается за их границами.

По данным буровых работ глубина развития кварц-аметистовой минерализации в Ангаро-Катском районе превышает 400—500 м, а по Илимпейскому району имеются сведения о встрече аметиста на глубине 100 м от поверхности. Если учесть расчеты Л. Г. Страхова (1968) о глубинах эрозии железорудных месторождений, то вертикальный диапазон распространения аметиста, ассоциирующего с этими месторождениями, составит 900—1000 м.

Халцедон и опал распространены в самых верхних частях железорудных месторождений. Количество аметиста и кварца с глубиной заметно уменьшается по мере выклинивания линейно-трещинной коры выветривания и затухания процессов окисления магнетитовых руд.

Выделяется несколько разновидностей аметистосных залежей, отличающихся морфологией и минеральным составом [Шмакин и др., 1977]: кварц-аметистовые минерализованные трещины; кварцевые жилы и линзы; халцедон-кварцевые жилы, прожилки, гнезда; кремнисто-яшмоидные жилы, линзы и гнезда; карбонатные жилы и линзы; целестиновые и барито-целестиновые прожилки, сетчатые залежи.

Первая разновидность аметистосодержащих залежей состоит из щеток кварца-аметиста, находящегося в трещинах шестоватых магнетитовых руд жильного типа (рис. 1). Трещины различной формы в разной степени заполнены глиной. Кварц-аметист нарастает на стенки трещин. Это типичный секреционный тип выполнения трещин. Первоначально кристаллизуется серый шестоватый кварц, на который нарастают кристаллы аметиста или кварца.

По простиранию кварц-аметистовые минерализованные трещины прослеживаются на десятки и сотни метров при ширине до 1,0 м (месторождение Катское).



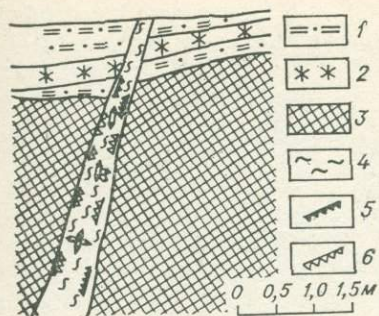


Рис. 1. Кварц-амethystовая минерализованная трещина (Катское месторождение, разрез, зарисовка Е. А. Козлова).

1 — пироксен-гранатовые скарны, 2 — лимонитизированные вкрапленные магнетитовые руды, 3 — шестоватые апатит-магнетитовые руды, 4 — глинистое выполнение трещин, 5 — щетки амethystа, 6 — щетки кварца.

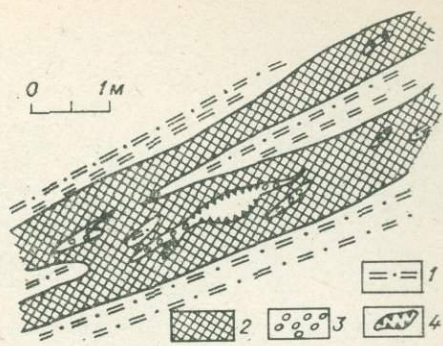


Рис. 2. Линза кварца с амethystом (Капаевское месторождение).

1 — пироксен-гранатовые скарны, 2 — магнетитовые руды, 3 — жильный кварц, 4 — жеода с амethystом.

В жилах, линзах и гнездообразных обособлениях кварца (вторая разновидность залежей) (рис. 2) кристаллы амethystа возникают на стенках пустот выщелачивания кварца, а также нарастают на поверхность сталактитообразных радиально-лучистых агрегатов халцедона и кварца, форма которых сопоставима с типичными патечными сталактитовыми образованиями пещер (рис. 3, А, В). Длина друзовых сталактитовых агрегатов с амethystом достигает 15—20 см, размер в поперечнике — 5 см. Центральная часть некоторых сталактитов представляет собой халцедоновый стержень 0,5—0,6 см в поперечнике (рис. 3, В). Периферия сталактитов сложена водяно-прозрачным кварцем, кристаллизующимся непосредственно из волокон халцедона и наследующим их ориентировку, и друзового амethystа.



Рис. 3. Строение сталактитообразных агрегатов минералов кремнезема из Капаевского месторождения.

А — сростки сталактитообразных агрегатов с халцедоновым сердечником. Зарисовка штуфа, уменьшено в 3 раза. (1 — магнетит, 2 — пироксеновый скарн, 3 — халцедон, 4 — мелкозернистый кварц, 5 — включения битумов, 6 — амethyst, 7 — шестоватый кварц).

В — друза кварц-амethystа со сталактитообразным агрегатом. Зарисовка штуфа, уменьшено в 2,5 раза. (1 — кристаллы кварца с амethystовой головкой, 2 — шестоватый кварц, 3 — магнетитовая руда — обломки магнетита в пироксен-гранатовом скарне).

В — сталактит кварц-амethystа (внешняя зона) с халцедоновым сердечником (натур. вел.).



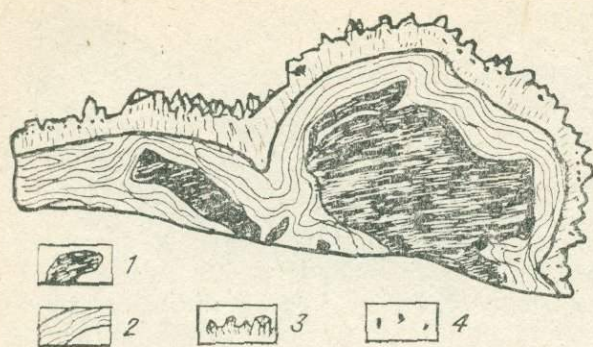


Рис. 4. Конкреционные агрегаты минералов кремнезема по обломкам магнетита. Капаевское месторождение, уменьшено в 2 раза.

1 — магнетит, 2 — халцедон, 3 — кварц с аметистовой головкой, 4 — включения битумов.

между слоями апатит-магнетитовых руд кокардовой текстуры.

Халцедон-кварц-аметистовая ассоциация возникает на месте растворения обломков и включений пироксен-гранатовых скарнов, там, где распространены брекчиевидные типы руд, при этом текстурный рисунок магнетитовых руд сохраняется. Жеоды с аметистом в таких случаях мелкие (5—20 см) и довольно хаотично распределены в руде. Аметист образует кристаллы в центральных частях жеод, имеющих зональное строение. Периферия жеод сложена кремнисто-халцедоновым материалом, а центральные части — шестоватым или друзовым кварц-аметистом.

В результате обрастания обломков магнетитовых руд (рис. 4), скарнов и кальцита минералами кремнезема нередко возникают агрегаты конкреционного типа. Обычно первым в таких агрегатах кристаллизуется халцедон, затем мелкозернистый шестоватый кварц и друзовый аметист. Но в отдельных случаях зональность конкреционных агрегатов выглядит сложнее. Так, на месторождении Чапка в ядерной части некоторых агрегатов находится светло-серый скрытокристаллический кварц. Ближе к периферии он уступает место радиально-лучистым обособлениям тесно сросшихся кристаллов дымчатого кварца и аметиста (рис. 5). Головки кварца в сечении образуют характерный пилообразный силуэт с зубцами почти одинаковых размеров. И наконец, внешняя часть таких агрегатов сплошь усеяна пирамидальными головками горного хрусталя, цитрина или слабоокрашенного аметиста. Конкреционные агрегаты этой разновидности имеют величины 0,1—0,5 м. Локализуются они в глинистом заполнении центральных частей жеод.

В кремнисто-яшмовидных жилах и линзах (четвертая разновидность) кварц-аметист образует друзы в мелких пустотах (рис. 6). Часто аметистом выполнены полости длиной до 1,7 м на контактах кремнистых жил с магнетитовыми телами. Внешние зоны жеод шириной 0,1—0,15 м состоят из халцедона, на который нарастают щетки скипетровидных, реже призматических кристаллов кварца с аметистовой головкой. Встречаются также сферолитовые агрегаты халцедона и кварца. Протяженность по простиранию кремнистых жил достигает 100—150 м при мощности 0,1—1,5 м.

В аметистосодержащих карбонатных телах (пятая разновидность) кристаллы кварца-аметиста нарастают на параллельно-шестоватые агрегаты скаленоэдрических кристаллов или же агрегаты ромбоэдрического полупрозрачного и прозрачного кальцита (рис. 7). Кальцитовые жилы с аметистом и прозрачным кварцем имеют мощность 0,1—1,5 м, достигая в раздувах 2—3 м при длине до десятков метров. Жеоды, стенки которых выполнены крупнокристаллическими агрегатами кальцита с друзами

Агрегаты подобного типа, но состоящие из халцедона и кальцита, свойственны, кроме того, экзогенным месторождениям серы [Юшкин, 1970]. Халцедон-кварцевые тела с аметистом (третья разновидность залежей) характерны главным образом для зон окисления брекчиевых магнетитовых руд месторождений Ангаро-Катского района.

Необходимо также отметить развитие халцедон-кварц-аметистовой минерализации на границах



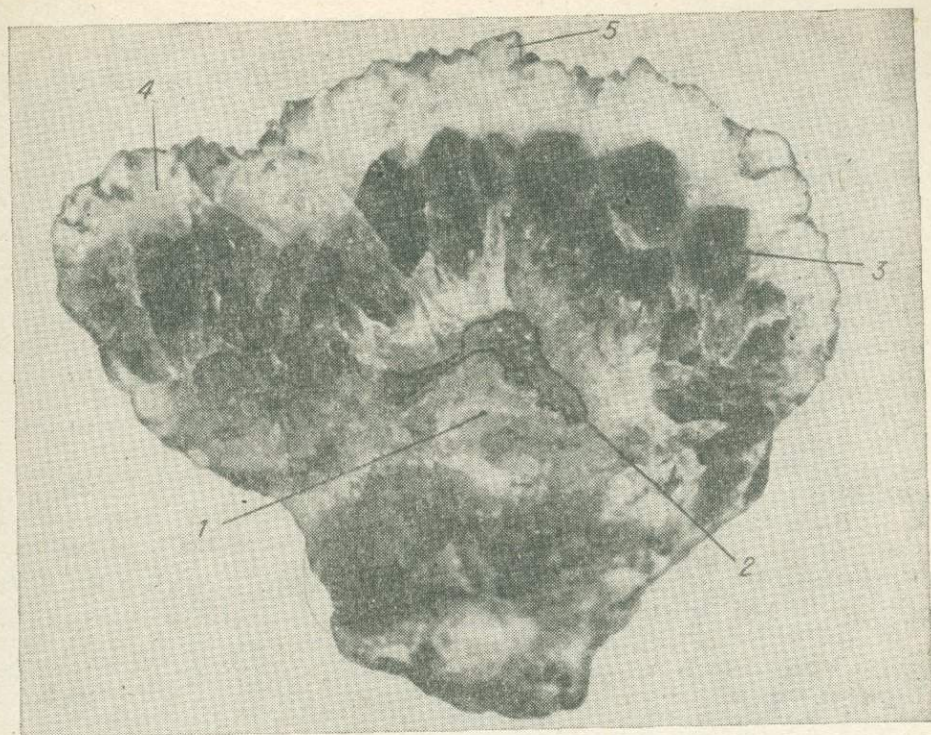


Рис. 5. Фрагмент конкреционного агрегата сложного строения. Месторождение Чапка, уменьшено в 2 раза.

1 — мелкозернистый кварц, 2 — пирит, 3 — дымчатый кварц с переходом в аметист, 4 — шестоватый кварц, 5 — аметист.

аметиста, образованы в результате растворения мелкозернистого жильного кальцита ранней генерации.

Внешняя зона жеед состоит из шестоватого скаленоэдрического или крупнокристаллического ромбоэдрического, участками прозрачного кальцита, на который нарастают шестоватые агрегаты кварца. Ближе к центру шестоватый серый кварц переходит в друзовый аметист (рис. 8).

Кристаллизация кварца на кальците обычно происходит без корродирования зерен последнего. Слабое растворение зерен кальцита наблюдается только лишь при кристаллизации халцедона. В зоне растворения, послойно отлагается гематит.

Прожилки, прожилково-сетчатые зоны сульфатов с кварцем и аметистом (шестая разновидность) цементируют обломки туфов и траппов в линейных корах выветривания. Мощность жил и прожилковых зон, содержащих мелкие жееды с аметистом, не более 1,5 м (Катское месторождение).

Минеральный состав агрегатов с аметистом из разных типов залежей довольно постояен. С минералами кремнезема ассоциируют магнетит, кальцит, барит, целестин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, ки-

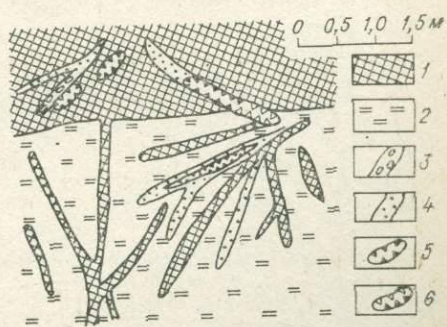


Рис. 6. Кремнисто-яшмоидные тела с аметистом. Капаевское месторождение, зарисовка стенки шурфа.

1 — магнетитовые руды, 2 — пироксен-гранатовые скарны, 3 — кварц, 4 — кремнисто-яшмоидные породы, 5 — жееды с аметистом, 6 — жееды с кварцем.



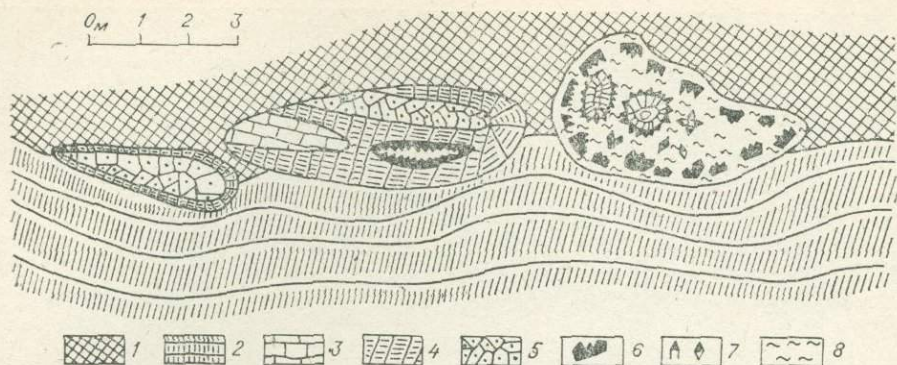


Рис. 7. Кальцитовая линза с аметистом. Месторождение Катское, зарисовка Е. А. Козлова.

1 — массивные магнетитовые руды; 2 — магнетитовые руды кокардовой текстуры; 3 — мелкозернистый кальцит; 4 — агрегаты шестоватого скаленоэдрического кальцита; 5 — ромбоэдрический кальцит; 6 — шетки аметиста; 7 — кристаллы кварца, иногда с аметистовой головкой; 8 — глинистое заполнение пустот.

новарь, самородное золото, битумы, монтмориллонит, гетит, лимонит. В парагенезисе с халцедоном и кварцем установлены сульфиды, золото, гематит (железная слюдка), битумы. Твердые включения в аметисте представлены пиритом и твердыми битумами [Вахрушев и др., 1978]. Аметист разнообразен как по форме кристаллов, так и по распределению окраски. Наиболее часто встречаются кристаллы аметиста скипетровидной и в меньшей степени призматической форм, увенчанные пирамидальными головками. Окраска кристаллов неравномерная и разной интенсивности. Преобладает бледно-фиолетовая и фиолетовая окраска средней интенсивности. Густоокрашенные фиолетовые кристаллы характерны в основном для аметиста Капаевского месторождения. В кристаллах аметиста выделяется несколько типов окраски — секториальная, зонарная, пятнистая и комбинированная. Наиболее широко распространены индивиды с секториальной и комбинированной окраской. Секториальный тип характеризуется тем, что окрашенные участки располагаются в виде секторов в пирамидах роста кристаллов аметиста преимущественно скипетровидного облика. Секторы имеют обычно слабую фиолетовую окраску, редко интенсивную. В зонально окрашенных кристаллах кварца светло-фиолетовые полосы расположены параллельно граням ромбоэдров. Пятнистый тип кристаллов обусловлен окрашенными участками неправильной формы (размеры от  $0,3 \times 1,0$  до  $0,8 \times 1,2$  см). Часто в одном кристалле отмечается присутствие и зональной и пятнистой окраски (комбинированный тип).

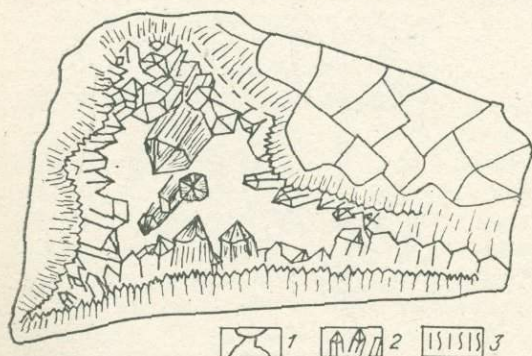


Рис. 8. Жеода с аметистом в кальците. Месторождение Катское, уменьшено в 3 раза.

1 — ромбоэдрический кальцит, 2 — кристаллы кварца-аметиста, 3 — шестоватый кальцит скаленоэдрического габитуса.

Кварц отличается от аметиста пониженной концентрацией железа (см. таблицу). Это позволяет сделать предположение о существенном влиянии на окраску аметиста ионов железа.

Пирит образует кубические кристаллы величиной до  $5 \times 5$  мм, находящиеся в парагенезисе с тонкозернистым халцедоновидным кварцем.



Содержания (г/т) элементов-примесей в аметисте и кварце из месторождений магнетита юга Сибирской платформы по данным химического анализа

Месторождение	Al	Ca	Na	K	Ti	Fe	Mg	Mn
<i>Аметист</i>								
Капаевское	265	572	223	249	6	360	90	8
	212	569	148	166	He обн.	243	90	2
	370	643	223	249	18	280	121	2
	212	500	148	166	36	1888	151	8
<i>Кварц</i>								
Капаевское	265	357	148	166	42	103	90	15
Чапка	318	572	223	249	30	139	90	2

В аметисте кристаллы его приобретают игольчатый облик. В образце пирита из кварца, взятого на поверхности Капаевского месторождения, определены содержания Ni, равные 0,018% и Co — 0,33% (Co : Ni = 18). Во всех пробах пирита, отобранных с глубины более 1000 м, где пирит ассоциирует с галитом, содержание кобальта низкое и отношение Co : Ni меньше 1 [Плахова, 1976]. По сравнению с пиритом, образующим вкрапленность в магнетитовых рудах, пирит, ассоциирующий с минералами кремнезема, обогащен Co в 3—5 раз.

Пирит, совместно с кальцитом и хлоритом выполняющий трещины в скарированных туфах и туфопесчаниках, по содержанию кобальта и отношению Co : Ni также заметно отличается от пирита кварц-аметистовых жеод. Количественный спектральный анализ пяти проб такого пирита с месторождения Юбилейного показал следующие содержания: Ni — 0,011—0,063%, Co — 0,0044—0,017%, отношение Co : Ni < 1.

Для железорудных месторождений установлено широкое развитие в халцедоне, кварце и аметисте твердых битумов смоляно-черной и темно-коричневой окраски.

Битумы выполняют центральные части халцедоновых секретий и образуют шаровидные скопления в кварце, достигающие размеров 1 см (см. рис. 4). В кристаллах аметиста битумы образуют полосчатые обособления, параллельные граням роста, гроздьевидные и игольчатые скопления. Включения битумов фиксируются также в кальците поздней генерации. Исследовались хлороформные экстракты битумов из аметиста и халцедона. Приводим коэффициенты поглощения хлороформного экстракта твердых битумов из аметиста (I) и халцедона (II) железорудных месторождений Ангаро-Катского района (здесь и далее аналитик Д. И. Дробот, ВостСибНИИГГиМС):

Коэффициенты поглощения, нормированные к полосе 1460 см<sup>-1</sup>

	$\frac{I_{1380}}{I_{1460}}$	$\frac{I_{1710}}{I_{1460}}$	$\frac{I_{1620}}{I_{1460}}$	$\frac{I_{1170}}{I_{1460}}$
I	0,782	1,258	0,720	0,610
II	0,682	0,895	0,442	0,529

По данным ИК-спектроскопии, битумы характеризуются значительной окисленностью (полоса поглощения 1710 см<sup>-1</sup>, принадлежащая колебаниям C=O группе — кислоты, ароматические эфиры, кетоны). Кроме того, на окисленность битумов указывает полоса поглощения 1170 см<sup>-1</sup>, принадлежащая эфирным C=O связям. В составе битумов присутствует значительное количество ароматических веществ (полоса поглощения 1620 см<sup>-1</sup> отвечает C=C связям). Парафиновые структуры практически



отсутствуют. Полосы поглощения  $1460\text{ см}^{-1}$  и  $1385\text{ см}^{-1}$  характеризуют валентные колебания  $\text{C}=\text{N}$  связей в  $\text{CH}_2$  и  $\text{CH}_3$  группах парафиновых и нафтениновых углеводородов.

Битумы полужидкой консистенции широко распространены на месторождении Катском. Средний состав (%) полужидких битумов по трем объединенным пробам приводится ниже:

Масла	Групповой			Элементарный		
	Бензолъ- ные смолы	Спирто- бензолъ- ные смолы	Асфаль- тены	С	Н	O+N+S
53,58	12,47	23,09	8,44	83,30	9,60	10,10

Исследования условий образования природного аметиста из различных месторождений наряду с результатами искусственного выращивания показали, что кристаллизация минерала происходит в окислительной обстановке низкотемпературного гидротермального процесса, происходящего на фоне значительного понижения температуры [Балицкий и др., 1970]. При этом определения температур гомогенизации первичных газовой-жидких включений в монокристаллах показывают на резкое уменьшение температур от внутренних к внешним зонам.

Максимумы температур гомогенизации первичных газовой-жидких включений в аметистах Ангаро-Катского района ( $380-400$  и  $400-420^\circ\text{C}$ ) присущи основаниям и головкам кристаллов, а минимумы ( $375-385^\circ\text{C}$ ) — центральным их частям. Эта отличительная особенность минерала, а также необычный парагенезис аметиста с пиритом и окисленным битумным веществом, тесная пространственно-генетическая связь аметистовой минерализации с линейно-трещиновыми зонами коры выветривания и зонами окисления скарново-магнетитовых полей, патечные сталактитоподобные конкреционные формы минеральных агрегатов кремнезема, высокое содержание газовой составляющей ( $30-50\%$ ) в первичных газовой-жидких включениях и весьма высокие температуры гомогенизации — все это приводит нас к выводу о вадозно-гидротермально-пневматолитовой природе аметиста и сопутствующей ему минерализации.

Возникновение аметиста обусловлено взаимодействием, с одной стороны, обогащенных кислородом поверхностных и захороненных вод, а с другой, высокотемпературных газовых эманаций в период послетриасовой активизации вулканических очагов юга Сибирской платформы.

При проникновении нагретых газов в водонасыщенные трещиноватые скарноворудные зоны вулкано-тектонических структур магнетитовых месторождений возникала газонасыщенная пароводная фаза, отличающаяся большой растворяющей способностью по отношению к кремнезему, заимствованному из окружающих пород [Ганеев, 1975]. Под воздействием высокотемпературных флюидов, очевидно, происходила дистилляция органического вещества из нижележащих пород. Интенсивное окисление битумов и мартизация магнетита могли происходить в результате обогащения флюидов кислородом в зоне активной циркуляции вадозных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ангаро-Илимские железорудные месторождения траптовой формации южной части Сибирской платформы/Айтипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 374 с.
- Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А. Некоторые особенности геохимических условий образования аметистов. — Тр. ВНИИСИМС, 1970, т. XIII, с. 75—81.
- Вахрушев В. А., Макагон В. М., Свинская Е. К. Об условиях образования аметиста в магнетитовых месторождениях Ангаро-Катского железорудного района (Сибирская платформа). — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 3, с. 537—539.



- Вахрушев В. А., Макагон В. М., Синицкая Е. К., Татаринов А. В. Аметистовая минерализация в железорудных месторождениях Сибирской платформы.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 149—152.
- Ганеев И. Г. Растворимость и кристаллизация кремнезема в хлоридных растворах.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1427—1429.
- Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 234 с.
- Плахова Г. С. Распределение кобальта и никеля в пиритах железорудных месторождений Ангаро-Катского района (Иркутская область).— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 120—123.
- Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений ангаро-илымского типа.— Геол. рудн. месторожд., 1968, т. 10, № 1, с. 102—107.
- Шмакин Б. М., Татаринов А. В., Замалетдинов Р. С. и др. Вопросы минералогии и перспективы использования камнесамоцветного сырья Восточной Сибири.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1977, вып. 4, с. 441—449.
- Юшкин Н. П. Онтогенез и филогенез карбонатов из некоторых месторождений серы.— В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970, с. 50—64.

Н. В. ВЛАДЫКИН, Л. Н. МАТВЕЕВА, Н. Г. БОГАЧЕВА, Ю. А. АЛЕКСЕЕВ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧАРОИТЕ И ЧАРОИТОВЫХ ПОРОДАХ

Новый минерал чароит и чароитовые породы используются в качестве ювелирно-поделочного сырья, имеющего большой спрос не только в СССР, но и за рубежом. Это способствовало проведению детальных минералогическо-геохимических исследований на Мурунском массиве, с которым связано формирование чароитовых пород. Обобщение полученных данных позволило авторам данной публикации по-новому взглянуть на проблему образования пород массива и отнести Мурунский массив к группе расслоенных ультращелочных интрузий.

История открытия и изучения чароита в печати освещается неоднозначно [Рогова, Завьялова, 1977; Лазебник и др., 1977; и др.].

Впервые чароитовые породы были обнаружены В. Г. Дитмаром в 1948—1949 гг. и определены как куммингтонитовые сланцы. В 1960 г. Ю. Г. Роговым при геологическом исследовании Мурунского массива были отобраны образцы чароитовых пород и переданы для изучения В. П. Роговой. Проведенные ими исследования показали, что породы не являются куммингтонитовыми сланцами, а состоят из целого ряда редких минералов. В этом ряду открыт новый минерал — тинаксит [Рогов и др., 1965], а чароит определен как канасит. Более детальное изучение сиреневого минерала показало, что хотя он и близок по химическому составу к канаситу, но имеет различные с ним физические свойства, что дало основание выделить его в самостоятельный минеральный вид [Рогова и др., 1978]. Минерал был назван чароитом (по имени р. Чара) и в 1977 г. утвержден КИМ ММА. В период с 1974 по 1977 г. Чарской партией экспедиции № 123 под руководством Ю. А. Алексева и было открыто коренное месторождение чароита. Первооткрывателями чароитового месторождения официально признаны Ю. Г. Рогов, В. П. Рогова и Ю. А. Алексеев.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МУРУНСКОГО МАССИВА

Мурунский щелочной массив ультракалиевых псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов расположен в северо-западной части Алданского щита (граница Иркутской области и Якутской АССР) и входит в Атбастах-Мурунскую группу мезозойских щелочных массивов Алданской ще-



лочной провинции. В 60-е годы массив изучался сотрудниками ВСЕГЕИ Бидибной Т. В., Донаковым В. И., Дашковой А. Д. и др. [Петрология..., 1967]. Массив залегает в зоне контакта докембрийского складчатого фундамента (Чарской глыбы) с полого залегающими верхнепротерозойско-кембрийскими платформенными отложениями. Внедрение массива происходило во время мезозойской активизации района на пересечении Атбастах-Торгойского и Кеме-Кебектинского глубинных разломов древнего заложения. Возраст массива 145 млн. лет [Петрология..., 1967]. Это один из самых крупных щелочных массивов Алданской провинции; его площадь около 150 км<sup>2</sup>. В плане он имеет округлую форму и распадается на два купола, почти равных по площади: западный — Большемурунский и восточный — Маломурунский. Название куполов связано с горными вершинами Большой Мурун и Малый Мурун. Оба выхода разьединены в центральной части меридиональной полосой вмещающих пород шириной 250 м и длиной 8 км, совпадающей с Кеме-Кебектинским разломом.

Основная магматическая фаза пород массива представлена калиевыми нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами (от мелкозернистых до пегматоидных), пироксен-биотитовыми и эгирин-полевошпатовыми сиенитами, образующими сложно переслаивающиеся тела, которые можно рассматривать как продукты расслоения ультращелочной магмы. Наиболее интенсивно эта расслоенность проявлена в северо-западной части Маломурунского массива вблизи северного эндоконтакта. Дайковая серия массива представлена мелкозернистыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, сельсбергитами, щелочными эгириновыми и лепидомелановыми с шерломитом пегматитами, псевдолейцитовыми тингуаитами и в пределах Большемурунского выхода нордмаркитами, эгириновыми гранитами и грорудитами.

Вулканические аналоги сиенитов представлены потоками лав и жерловыми фациями вулканитов. Нижняя часть разреза потока сложена лавами трахитов-фонолитов, а верхняя — сильно измененными псевдолейцитовыми тингуаитами. Жерловая фация состоит из обломков почти всех пород массива, включая пегматиты и эгириниты, с тингуаитовым цементом брекчий. Возможно, что имеющиеся многочисленные дайки тингуаитов могут быть связаны с этим этапом магматической деятельности массива. Т. В. Бидибина с соавторами [Петрология..., 1967] выделяет этап магматизма, проявленный щелочными гранитами и грорудитами. На Мурунском массиве мы не наблюдали каких-либо взаимоотношений щелочных гранитов и вулканитов, но они известны в других массивах Алданского комплекса щелочных пород [Петрология..., 1967].

К породам чароитовой ассоциации мы относим: 1 — калишпатовые микросиениты (калишпатиты); 2 — существенно эгириновые (с полевым шпатом и кварцем) породы; 3 — карбонатиты кальцитовые и бенстонитовые; 4 — существенно чароитовые породы; 5 — кварц-кальцитовые, кварц-эгирин-полевошпат-кальцитовые и другие промежуточные по составу породы.

Породы этой поздней ассоциации образуют крупное тело (может быть, шток) размером в плане ~10 км<sup>2</sup>. Тело имеет резкий, секущий контакт с вмещающими кварцевыми песчаниками (южная часть коренного обнажения участка Коренного). Этот главный шток пород чароитовой ассоциации имеет сложное внутреннее строение и сложен чередующимися телами перечисленных выше пород. В разных участках штока тела одинакового состава имеют различные мощности и переслаиваются по-разному. Для всех пород чароитового комплекса характерны структуры течения и полосчатости (трахитоидности), выраженные в ориентированном расположении удлиненных кристаллов минералов и «обтеканий» ранних выделений минералов более поздними массами.



В чароитовых телах, как одних из наиболее поздних в комплексе пород, наблюдаются ксенолиты более ранних тел микросиенитов и эгириновых пород. Кроме того, в чароитовых породах встречаются ксенолиты ранних меланократовых шонкинитоподобных пород со слюдой. Чароитовые породы замещают ксенолиты меланократовых пород, при этом наблюдается следующая метасоматическая зональность: 1) центральная зона ксенолитов, незначительно измененная; 2) следующая меланократовая зона, обогащенная щелочным амфиболом и эгирином (без слюды); 3) внешняя лейкократовая, существенно полевошпатовая зона; 4) чароитовые породы. Воздействие чароитового расплава на вмещающие породы и ксенолиты очень незначительно приводит к появлению зонки мощностью 1—2 см. Особенно это касается контактов чароитовых пород с кварцевыми песчаниками. Возможно, что примером реакционного взаимодействия пород чароитового комплекса с известняками являются скарноподобные флогопит-рихтерит-кальцитовые породы, которые залегают гипсометрически выше пород чароитового комплекса и напоминают останец кровли. Генетическое положение этих пород еще во многом не ясно, так как в этих породах наблюдаются жильные тела чароитовых пород и кальцитовых карбонатитов.

К поздней, типично гидротермальной, стадии образования пород массива относятся эгириниты, кварц-барит-флюоритовые и кварцевые жилы. Эгириниты проявлены на левом и правом бортах истоков руч. Дитмаровского и на вершине горы Малый Мурун. Следует отличать поздние эгириниты от существенно эгириновых пород чароитовой ассоциации, которые рассекаются мелкими прожилками эгиринитов.

Наблюдения над геологическими взаимоотношениями пород и их тектурно-структурными особенностями позволяют предположить, что все породы чароитового ряда являются продуктами длительной дифференциации ультракальцевой щелочной магмы, а полосчатость их — продукт ликвационного расслоения остаточного расплав-раствора на силикатную (лейко- и меланократовую) и карбонатную части.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД

Главный породообразующий минерал чароитовых пород — чароит, причем его содержание варьирует от 20 до 90%. Из других породообразующих минералов наиболее часто встречаются эгирин, кварц, полевошпат и в меньших количествах К-арфведсонит, пектолит, канасит, кальцит.

Чароитовые породы очень разнообразны по структурам и текстурам. Наиболее часто встречаются полосчатые, сплошные и листоватые разновидности (с ранними крупными и мелкими вкрапленниками и без них), шестоватые крупно- и мелкозернистые; мелкоигольчатые и звездчатые; массивные (с близкими содержаниями чароита, эгирина, полевошпата и кварца).

К минералам-вкрапленникам можно отнести кварц, микроклин, К-арфведсонит, пектолит, эканит, канасит, стронцианит, джурлеит, тинаксит (кристаллы) и в меньшей степени сферолитовые выделения эгирина и тинаксита. Все эти ранние вкрапленники обтекаются чароитовой массой, состоящей главным образом из игольчатых выделений чароита. В некоторых случаях чароит образует сливную «афонитовую» основную массу. Сферолитовые выделения эгирина и тинаксита кристаллизовались позже минералов-вкрапленников, но раньше «основной» массы чароита. В основную массу кроме чароита входят карбонат, кварц. Иногда наблюдается перекристаллизация мелкозернистой чароитовой массы с образованием крупнозернистых шестоватых агрегатов чароита. Шестоватые агрегаты чароитов встречаются также в чароитовых породах, которые обра-



зовались совместно с кальцитовыми карбонатами (участок Коренной).

В настоящее время в поделочных чароитовых породах известны следующие минералы: чароит, тиваксит, эгирин-авгит, амфиболы ряда К-арфведсонит — К-рихтерит, калиевый полевоый шпат, пектолит, канасит, федорит, эканит, кварц, стронцианит, кальцит, апофиллит, бербанкит, вадеит, сфен, титан-циркониевый силикат, редкоземельно-титановый силикат, галенит, халькопирит, борнит, самородная медь, джерфшерит, халькозин, джурлеит, мурунскит.

### МИНЕРАЛЫ ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД

**Чароит** — новый минерал [Рогова и др., 1978; Рогова, Завьялова, 1977; Лазебник и др., 1977; Никольская и др., 1976], является породообразующим. Содержание чароита варьирует от 20 до 95%. Чароит встречается также в кальцитовых и бенстонитовых карбонатах.

Форма выделений чароита разнообразна. Чаще всего он образует агрегаты игольчатых кристаллов и тонковолокнистые агрегаты, обтекающие выделения более ранних минералов. Встречаются очень мелкозернистые, почти скрытокристаллические «сливные» массы, состоящие из агрегатов кристаллов чароита. На участках Коренном, где чароитовые породы сближены по времени образования с кальцитовыми карбонатами, и Иркутском, где чароит сечет рихтерит-карбонатные породы, встречены крупнокристаллические сростки солнцевидных агрегатов чароита с размером индивидов до 5 см и толщиной кристаллов до 1—2 см. Здесь же известны солнцевидные агрегаты игольчатых кристаллов чароита при длине кристаллов до 20 см. Здесь же наблюдались очень красивые агрегаты разноориентированных таблитчатых кристаллов. В карбонатах встречаются тончайшие игольчатые выделения чароита. При выветривании породы образуются спутанные агрегаты кристаллов чароит-асбеста. В «сливных», очень мелкозернистых агрегатах чароита иногда наблюдаются шестоватые и таблитчатые кристаллы, которые образуются по сливной массе, возможно, при перекристаллизации последней.

Цвет чароита весьма разнообразен. Наиболее распространен сиреневый цвет с переходами к фиолетовому. Известны агрегаты сине-фиолетового цвета. Игольчатые солнцевидные агрегаты — чаще сиреневато-светло-коричневого, до коричневого. Коричневый цвет иногда появляется при выветривании сиреневых шестоватых кристаллов. Асбестовидные агрегаты чаще имеют белый цвет. В плотной чароитовой породе, состоящей из тесных сростаний чароита, эгирина и полевого шпата с кварцем, цвет чароита темно-коричнево-красный. Интересно отметить, что в агрегатах крупных шестоватых кристаллов цвет чароита по различным кристаллографическим направлениям разный. Так, по плоскостям призматической спайности, совпадающим с удлинением кристаллов, цвет светло-сиреневый с шелковистым отливом, а перпендикулярно, на плоскости (001) — цвет темно-сиреневый со стеклянным блеском. Так как кристаллы чароита представляют собой полисинтетически sdвойникованные и более сложные агрегаты, то явление изменения интенсивности окраски и блеска можно объяснить погасанием света в «пилообразных» двойниках типа «ласточкин хвост», как это описано для армстронгита [Владыкин и др., 1973]. В работе Л. В. Никольской с соавторами (1976) окраска чароита связывается с разновалентными ионами марганца. Все разнообразие цветов чароита довольно трудно объяснить только валентностью ионов марганца. Возможно, что на окраску чароитов влияет агрегатное состояние, двойникование, содержание воды и другие структурные факторы. На данном этапе проблему окраски чароитов нельзя считать решенной. Блеск на плоскостях спайности минерала шелковистый, а перпендикулярно ей — стеклянный. Спайность средняя по двум направлениям призмы с



углом  $124^\circ$  и менее совершенная, возможно, по пинакоиду. Кристаллы и агрегаты кристаллов чароита вязкие, излом занозистый. При дроблении чароита образуются асбестовидные агрегаты игольчатых кристаллов. Твердость минерала  $412 \text{ кгс/мм}^2$  [Рогова и др., 1977], плотность  $2,54 \text{ г/см}^3$ . К. А. Лазебником и другими (1978) приводится более высокая плотность чароитов, и ее значения связываются с различными содержаниями воды в минерале. Как видно из приводимых этими авторами данных, не наблюдается корреляции плотности с содержанием воды. В шлифах чароит прозрачный, в иммерсионных препаратах иногда наблюдается плеохроизм по  $Ng$  — бесцветный, по  $Np$  — розоватый. Оптические свойства чароита [Рогова и др., 1977] следующие:  $Ng$  —  $1,559$ ;  $Nm$  —  $1,553$ ;  $Np$  —  $1,550$ ;  $Ng-Np = 0,009$ ,  $2V = 28-30^\circ$ , удлинение положительное,  $cNg = 0-5^\circ$ . Минерал, вероятно, моноклинной сингонии. Из-за невозможности выделения несдвойникового монокристалла структура чароита еще не изучена. С этим же связаны трудности определения параметров элементарной ячейки кристаллов. В сдвойнированных монокристаллах в направлении  $b$  ориентировки сеток двойников совпадают и параметр ячейки равен  $7,15 \text{ \AA}$ . По остальным направлениям сдвойнированный монокристалл дает картину дебаеграммы агрегатов. Параметры, полученные по электронограммам с ориентированного монокристалла [Рогова и др., 1979], следующие ( $\text{\AA}$ ):  $a = 31,82 \pm 0,05$ ;  $b = 7,13 \pm 0,03$ ;  $c = 22,10 \pm 0,05$ ,  $\langle \beta = 94^\circ 15'$ .

Результаты химических анализов чароитов представлены в табл. 1. Чароит является водным силикатом щелочей (натрия и калия) и оснований (кальция, бария, стронция). Так как структура чароита не изучена, отнести его к какой-то известной группе минералов затруднительно. Некоторые исследователи, основываясь на игольчатом облике кристаллов, относят чароит к группе амфибола. Это неверно, так как стехиометрические соотношения элементов не идентичны амфиболам, кроме того, в чароитах отсутствуют алюминий, железо и магний. От цеолитов чароит отличается отсутствием алюминия. Мы пробовали рассчитывать чароит на формулы с различными кремнекислородными радикалами (табл. 2). Довольно удовлетворительно чароиты рассчитываются на радикал канасита  $Si_{12}O_{30}$  с несколько другими коэффициентами при катионах и на радикал тинаксита  $Si_7O_{19}$ . Расчет на тинакситовый радикал  $Si_7O_{19}$  или  $Si_7O_{17}(\text{OH}, \text{F})_2$  нам кажется предпочтительнее по следующим причинам. Так как канасит и чароит — минералы близкого состава, отличающиеся только содержаниями бария, стронция и фтора, встречаются в одном парагенезисе, то они не должны иметь идентичные или близкие структурные мотивы. Иначе мы бы имели один зональный минерал переменного состава. А парагенные минералы, имеющие близкий кремнекислородный радикал, но различную катионную часть, — явление, довольно часто встречаемое и, вероятно, закономерное. Кроме того, чароит и тинаксит образуют близкие по форме удлиненные и игольчатые кристаллы, а канасит имеет «полевошпатовый» облик. В табл. 2 мы приводим два варианта расчета формулы чароита. Выделение воды в минерале происходит в три этапа, при температуре, равной  $100-250$ ,  $300$  и  $350-450^\circ$ , что подтверждается и кривыми ИКС. При  $1000^\circ\text{C}$  минерал плавится. Кристаллизация чароита происходит после образования ранних вкрапленников полевого шпата кварца, арфведсонита и других минералов.

**Тинаксит** — редкий минерал. Открыт на Мурунском массиве [Рогов и др., 1965]. Встречается в чароитовых породах, калишпатитах (микросиенитах), кальцитовых и бенстонитовых карбонатитах участка Коренного.

Тинаксит образует хорошо ограненные призматические кристаллы толщиной от  $1$  до  $10 \text{ мм}$ , длиной до  $10 \text{ см}$ , лучистые, радиально-лучистые



Химический состав минералов чароитовых пород, вес. %

№ п/п	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	Σ	Лит. источник
1	Чароит	57,50	—	0,50	—	—	0,30	0,01	20,53	2,97	1,03	2,89	10,09	4,12	0,55	100,30	Авторы
2	»	58,84	0,06	0,68	0,32	—	0,30	0,04	19,84	2,63	0,82	2,70	9,37	3,70	0,50	99,63	»
3	»	57,32	—	0,40	0,06	—	0,17	0,02	22,37	3,50	1,44	2,46	7,95	3,72	0,42	99,68	»
4	»	56,30	—	1,85	—	—	—	—	20,44	3,30	0,90	2,45	10,50	3,80	He	99,54	Рогова и др., 1978
5	»	56,38	—	1,07	—	—	—	—	20,70	3,12	2,20	2,44	8,26	5,13	0,75	99,73	»
6	»	56,88	—	—	0,12	—	—	—	20,95	2,52	0,90	3,77	10,36	4,40	0,95	100,43	»
7	»	59,14	—	—	0,12	—	0,23	—	21,27	2,19	He	3,17	9,40	4,74	0,45	99,46	Лазебник и др., 1977
8	»	58,29	0,07	—	0,17	0,07	0,10	0,33	22,98	1,77	»	2,88	8,37	5,23	0,38	99,63	»
9	»	57,74	—	—	0,15	—	0,13	—	22,99	1,85	»	2,34	8,48	6,44	0,45	99,50	»
10	»	58,53	0,08	—	0,16	—	0,16	—	20,54	2,40	»	2,60	7,97	7,99	0,66	99,93	»
11	Тинаксит	56,40	9,93	1,00	0,40	1,01	1,23	0,23	13,62	He	»	3,59	11,30	1,07	0,10	99,99	Авторы
12	»	55,82	10,12	—	0,91	0,92	0,40	0,04	14,20	»	»	4,30	12,55	1,28	He	100,54	Рогов и др., 1965
13	»	53,53	10,43	0,81	0,70	—	4,67	—	10,97	»	»	4,30	12,45	1,86	»	100,48	Соколова и др., 1975
14	Федорит	66,45	0,07	0,71	0,26	—	0,12	0,07	14,77	0,07	0,12	6,36	5,78	3,47	1,48	99,63	Авторы
15	»	64,21	0,04	0,11	0,11	—	0,30	0,06	16,51	0,10	0,15	8,44	5,24	3,54	1,88	99,96	»
16	Канасит	57,05	0,01	—	0,13	—	0,48	0,08	20,40	—	0,40	6,48	9,63	2,05	5,50	99,92	»
17	»	55,92	0,02	—	0,20	—	0,36	0,17	20,73	—	0,72	6,53	9,99	2,08	5,75	100,07	»
18	»	56,28	0,01	—	0,14	—	0,46	0,11	21,07	—	0,48	6,59	9,99	2,39	5,00	100,45	»
19	»	54,21	—	—	—	—	—	—	20,92	—	0,60	7,08	10,62	4,58	3,72	100,17	Рогова и др., 1977
20	К-арфведсонит	55,60	0,13	—	6,59	5,57	0,43	15,75	2,45	—	0,19	6,48	4,58	0,32	2,56	99,77	Авторы
21	»	55,58	0,23	0,03	5,95	2,65	0,19	17,21	3,85	He	He	5,59	4,48	1,90	2,34	100,00	Лазебник и др., 1977
22	Пироксен	52,42	1,12	—	18,43	6,28	0,40	3,40	9,20	—	0,10	7,77	0,12	0,10	He	99,54	Авторы
23	Эканит	46,75	—	2,10	0,09	—	—	—	7,07	1,80	0,28	1,08	6,08	11,51	—	99,88	Лазебник и др., 1979

Примечание. Пробы авторов анализировались в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, аналитик Л. Н. Матвеева.



## Кристаллохимические формулы чароитов

K	Ba	Ca	Sr	Na	Mn	Fe	Al	Σ	Si	Al	Σ	O	OH	F	Σ	H <sub>2</sub> O
<i>Первый вариант (K, Ba, Ca, Sr, Nd, Mn, Fe, Al)<sub>5,0</sub>[Si<sub>7</sub>(O, OH, F)<sub>19</sub>]<sub>1</sub>·nH<sub>2</sub>O</i>																
1,55	0,14	2,65	0,07	0,67	0,03	—	—	5,11	6,93	0,07	7	16,92	1,86	0,22	19	1,45
1,42	0,12	2,53	0,06	0,62	0,03	0,03	0,10	4,94	7,00	—	7	16,91	1,90	0,19	19	1,04
1,23	0,177	2,90	0,10	0,58	0,02	—	—	5,00	6,95	0,055	7	17,34	1,50	0,16	19	1,50
1,60	0,16	2,62	0,06	0,57	—	—	—	5,01	6,74	0,26	7	16,59	2,41	—	19	0,62
1,28	0,15	2,70	0,15	0,57	—	—	—	4,85	6,85	0,15	7	16,70	2,01	0,29	19	2,15
1,63	0,12	2,76	0,07	0,90	—	0,01	—	5,49	7,00	—	7	17,46	1,18	0,36	19	2,40
1,42	0,10	2,70	—	0,73	0,02	0,01	—	4,98	7,00	—	7	16,82	2,01	0,17	19	1,73
1,28	0,08	2,96	—	0,67	0,05	0,02	—	5,00	7,00	—	7	17,02	1,84	0,14	19	2,35
1,31	0,09	2,98	—	0,55	0,01	0,01	—	4,95	7,00	—	7	17,055	1,78	0,17	19	3,42
1,22	0,11	2,63	—	0,60	0,02	0,02	—	4,60	7,00	—	7	16,40	2,85	0,25	19	3,53

*Второй вариант ((K, Ba)<sub>2,5</sub>(Ca, Sr)<sub>4,5</sub>(Na)<sub>8-10</sub>[Si<sub>12</sub>O<sub>30</sub>](OH, F, O)<sub>1-2</sub>·nH<sub>2</sub>O*

K	Ba	Ca	Sr	Na	Mn	Fe	Al	Σ	Si	Al	Σ	O	OH	F	O	Σ	H <sub>2</sub> O
2,66	0,24	4,54	0,12	1,16	0,05	—	—	8,77	11,88	0,12	12	30	0,04	0,36	0,60	1,00	5,64
2,40	0,21	4,28	0,10	1,05	0,05	0,05	—	8,14	11,84	0,16	12	30	0,35	0,32	—	0,67	4,97
2,11	0,29	4,98	0,17	0,99	0,03	—	—	8,57	11,90	0,10	12	30	1,66	0,28	—	1,94	3,50
2,75	0,27	4,49	0,11	0,98	—	—	—	8,60	11,55	0,45	12	30	1,02	—	—	1,02	4,18
2,20	0,26	4,62	0,27	0,99	—	—	—	8,34	11,74	0,26	12	30	0,28	0,49	0,23	1,00	6,85
2,79	0,21	4,74	0,11	1,54	—	0,02	—	9,41	12	—	12	30	0,88	0,61	0,51	2,00	5,30
2,43	0,17	4,62	—	1,24	0,04	0,02	—	8,52	12	—	12	30	0,32	0,29	0,39	1,00	6,10
2,20	0,14	5,07	—	1,15	0,02	0,03	0,10	8,71	12	—	12	30	1,65	0,25	0,10	2,00	5,54
2,25	0,15	5,12	—	0,94	0,02	0,02	—	8,60	12	—	12	30	1,53	0,30	—	1,83	7,40
2,08	0,19	4,51	—	1,13	0,03	0,02	—	7,86	12	—	12	30	0,20	0,43	—	0,63	10,74

Примечание. Формулы рассчитывались катионным методом [Булах, 1967], при вычислении коэффициентов в первом варианте сумма атомных количеств кремния и алюминия приравнивалась к 7, а во втором — к 12. Баланс валентностей уравнивался количеством группы OH и фтора.

и сферолитовые агрегаты. Кристаллы вытянуты вдоль оси *c* и уплощены по (010).

Цвет минерала коричневато-желтый, прозрачный, спайность совершенная по (010), несовершенная по (110) и (001). Минерал триклинной сингонии элементарной ячейки с параметрами:  $a = 10,35$ ;  $b = 12,17$ ;  $c = 7,05$  Å;  $\angle\alpha = 91^\circ 00'$ ;  $\angle\beta = 99^\circ 20'$ ;  $\angle\gamma = 92^\circ 30'$ ;  $V = 875,1$  Å<sup>3</sup> [Рогов и др., 1965]. Удельный вес 2,82 г/см<sup>3</sup>. Двусный, положительный,  $2V = 70-78^\circ$ ;  $N_g = 1,666-1,670$ ;  $N_m = 1,621-1,625$ ;  $N_p = 1,593-1,597$ ;  $N_g - N_p = 0,073$ . Разлагается только в плавиковой кислоте. Химический анализ тинакситов приведен в табл. 1. Анализы удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу (табл. 3). Тинаксит из Хибин содержит повышенные концентрации марганца. На дериватограмме тинаксита отмечается интенсивный эндотермический эффект при  $T = 970^\circ$ , при котором выделяется из минерала вода. Тинаксит кристаллизуется несколько раньше чароита и по времени выделения близок к эгирину.

**Канасит** — редкий минерал. Ранее встречался только в Хибинском массиве. В настоящее время наиболее часто канасит наблюдается в чароитовых породах Мурунского массива на участке Старом, реже на участке Новом. Образует таблитчатые кристаллы и сростки кристаллов с размером индивидов до  $30 \times 10 \times 5$  мм. Цвет минерала серый, в тонких осколках имеет фиолетовый оттенок. Блеск стеклянный, слегка шелковистый. Хруп-



## Кристаллохимические формулы минералов чароитовых пород

Таблица 3

Тинаксит —  $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_7\text{O}_{19}](\text{OH}, \text{F})$ 

Номер образца по табл. 1	Na	K	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Σ	Ti	Nb	Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Σ	O	OH	F	O
11	0,87	1,79	1,81	0,06	0,13	0,41	0,04	0,15	4,96	0,93	—	7	—	—	7	19	0,79	0,04	0,17
12	1,04	2,01	1,91	—	0,03	0,09	0,08	—	5,17	0,96	—	7	—	—	7	19	0,81	—	0,19
13	1,06	2,02	1,49	—	0,50	—	—	—	5,07	1,00	0,04	6,82	0,12	0,06	7	19	0,92	—	0,08

Федорит —  $(\text{Na}, \text{K})_{1,5}(\text{Ca}_{4,5}\text{Na}_{2,5})[(\text{Si}_{15}\text{Al})\text{O}_{38}(\text{OH})_2](\text{OH}, \text{F})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 

Номер образца по табл. 1	K	Na	Ca	Sr	Mn	Fe	Al	Σ	Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Σ	O	OH	F	O	Σ	H <sub>2</sub> O
14	1,78	2,97	3,81	0,02	0,03	0,05	0,20	8,86	16	—	—	16	38	0,10	1,12	—	1,22	5,50
15	1,66	4,06	4,39	0,02	0,03	—	—	10,16	15,94	0,03	0,03	16	38	0,07	1,47	0,46	2,00	5,80

Канасит —  $\text{K}_2\text{Na}_4\text{Ca}_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F}, \text{OH})_4$ 

Номер образца по табл. 4	K	Na	Ca	Sr	Mg	Mn	Fe	Σ	Si	O	F	OH	O	Σ	H <sub>2</sub> O
16	2,58	2,64	4,60	0,05	0,02	0,09	0,02	10,00	12	30	2,80	—	—	2,8	2,88
17	2,73	2,71	4,77	0,09	0,05	0,06	0,03	10,44	12	30	3,47	—	—	3,47	3,00
18	2,72	2,72	4,81	0,06	0,03	0,08	0,03	10,44	12	30	3,37	0,09	—	3,46	3,30
19	3,00	3,04	4,96	0,08	—	—	—	11,08	12	30	2,60	1,28	0,12	4,00	5,50

Калиевые арфведсониты — рихтериты  $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Al})_5[\text{Si}_x\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{O})_2$ 

Номер образца по табл. 1	Na	K	Ca	Σ	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Sr	Ti	Li	Σ	Si	O	F	OH	O	Σ
20	1,81	0,85	0,37	3,03	3,39	0,68	0,72	0,05	0,02	0,02	0,07	4,95	8,02	22	1,17	0,76	0,07	2,0
21	1,59	0,84	0,61	3,04	3,77	0,33	0,66	0,02	—	0,03	—	4,81	8,18	22	1,09	0,24	0,67	2,0

Пироксен —  $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ti}, \text{Mn})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ 

Номер образца по табл. 1	Na	K	Ca	Σ	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ti	Mn	Σ	Si	O
22	0,59	0,01	0,38	0,98	0,54	0,21	0,19	0,03	0,01	0,98	2,04	6

Экапит —  $\text{KNaCaTh}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2$ 

Номер образца по табл. 1	K	Ba	Na	Ca	Sr	Σ	Th	TR	Fe <sup>3+</sup>	Σ	Si	Al	Σ	O	H <sub>2</sub> O
23	1,26	0,01	0,56	1,23	0,02	3,18	0,68	0,25	0,01	0,94	7,60	0,40	8,00	20	12,49



кий — легко разбивается на остроугольные обломки. Спайность совершенная, удельный вес 2,7 г/см<sup>3</sup>.

Как видно из табл. 1, канаситы Мурунского массива по составу близки таковым Хибин, но содержат в 2 раза больше фтора. Химические составы как Мурунских, так и Хибинских канаситов (см. табл. 3) плохо рассчитываются на формулу, предложенную после расшифровки структуры канасита. Канасит относится к ранним минералам и выделяется в виде вкрапленников совместно с К-арфведсонитом и калиевым полевым шпатом и обтекается чароитовой массой.

**Федорит** — очень редкий минерал. Федорит Мурунского массива — вторая находка в мире. Впервые федорит открыт А. А. Кухаренко на Турьем полуострове [Кухаренко и др., 1965; Хомяков и др., 1979]. В 1979 г. на Мурунском массиве федорит обнаружен в чароитовых породах участка Нового геологом С. И. Катармановым и принят за мусковит. В том же году авторами данной статьи он найден в чароит-пектолитовых породах участка Приречного. В 1980 г. обнаружена глыба с крупными кристаллами федорита (до 10 см) в верховьях кл. Даван. Федорит образует слюдоподобные выделения и кристаллы неправильной формы. Цвет минерала белый, прозрачный. Иногда встречаются кристаллы молочно-белого цвета. По-видимому, этот цвет обусловлен вторичными изменениями минерала. Спайность совершенная по (001); в образце с участка Приречного у федорита наблюдается еще и менее совершенная спайность перпендикулярно (001). На термограмме федорита выделяются эндотермические эффекты при 100, 200 и 250°C, связанные с выделением воды, и при 850 и 930°C, обусловленные выделением фтора и группы ОН.

По химическому составу (см. табл. 1) федорит Мурунского массива отличается от федорита Турьего мыса низким содержанием марганца и повышенными концентрациями калия и кремния.

Федорит относится к ранним минералам чароитовых пород, встречен в парагенезисе с пектолитом, эгирином и обтекается массами чароита.

**Минералы ряда калиевый магнезиоарфведсонит — калиевый рихтерит.** Магнезиоарфведсонит — распространенный ранний минерал чароитовых пород. Образует мелкие удлиненные выделения, реже крупные отдельные кристаллы размером до 40×20×10 мм. Цвет черный с голубовато-зеленым оттенком.

Химический состав арфведсонитов приведен в табл. 1. Некоторые исследователи [Лазебник и др., 1979] относят данный минерал к рихтеритам. Нам представляется, что это неверно. Как известно [Дир и др., 1965], к арфведсонитам относятся безалюминиевые щелочные амфиболы с содержанием кальция до 0,5 формульных единиц, а к рихтеритам — с содержанием кальция 1,0. Промежуточные минералы следует называть арфведсонит-рихтеритами.

Арфведсонит относится к ранним минералам-вкрапленникам чароитовых пород. Он встречается в парагенезисе с канаситом, полевым шпатом и обтекается чароитом.

**Пироксены** — наиболее распространенные минералы во всех породах чароитового комплекса. Пироксены образуют отдельные столбчатые и игольчатые кристаллы, а чаще солнцевидные сферолитовые агрегаты и их скопления. Размеры сферолитовых агрегатов от 1 до 30 мм, а отдельных веерообразных агрегатов в бенстонитовых карбонатитах — до 12 см. Иногда в центральной части сферолитового агрегата наблюдаются мелкие кристаллы К-арфведсонита, которые, вероятно, являлись механической затравкой для кристаллизации сферолита пироксена. Цвет пироксенов от темно-зеленого до черного.

Имеющийся химический анализ пироксена (см. табл. 1 и 3) из бен-



стонитовых карбонатитов указывает на принадлежность его к ряду эгиринов — диопсид — геденбергит со следующими содержаниями компонентов (%): эгирина — 53, диопсида — 19, геденбергита — 17. Расчет анализа на формулы приведен в табл. 3.

Пироксены чароитовых пород выделяются позже полевого шпата, амфибола и других минералов-вкрапленников, но ранее чароита, близки по времени выделения тинакситу.

**Эканит** — довольно распространенный минерал чароитовых пород. В наибольших количествах встречен в чароитовых породах участков Нового и Коренного. Образует дощатые кристаллы размером до  $10 \times 3 \times 2$  мм. Цвет эканита желтый. Минерал полупрозрачный, метамиктовый, рентгеноаморфный. Показатель преломления — 1,550. Минерал, прокаленный до  $800^\circ\text{C}$ , дает дебаеграмму, близкую к эканиту. Химический состав эканита, по данным К. А. Лазебника и других (1979), приведен в табл. 1. От известных минералов этой группы эканит Мурунского массива отличается повышенным содержанием калия, бария, воды, редкоземельных элементов и пониженными концентрациями кремния и тория.

Эканит по времени выделения относится к ранним минералам-вкрапленникам. Он кристаллизуется совместно с калиевым полевым шпатом, К-арфведсонитом, пектолитом и обтекается чароитовой волокнистой массой.

**Полевые шпаты** — довольно распространенные ранние минералы чароитовых пород. Они образуют округлые выделения размером до  $1 \times 2$  см. В одном чароитовом теле участка Старого встречен кристалл полевого шпата размером до  $30 \times 20 \times 15$  см.

Цвет полевых шпатов белый, зеленоватый, иногда водяно-прозрачный.

Химический состав чароитовых пород № 1—16 и

№ п/п	Главные минералы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	Кв — Ти — ПШ — Эг — Чар	56,89	0,26	1,255	2,01	Не опр.	0,19	—	16,20
2	Ти — Кв — ПШ — Ам — Чар	58,15	1,38	1,65	0,50	»	0,25	0,07	17,20
3	Кв — Эг — ПШ — Чар	62,70	0,15	8,10	2,50	»	0,07	0,30	8,60
4	Ти — Эг — ПШ — Чар	61,01	0,12	10,00	1,655	0,07	0,06	0,10	8,90
5	Ти — Эг — Ам — Чар	56,89	0,49	0,70	9,23	0,57	0,255	1,95	13,06
6	Эг — ПШ — Чар	59,96	0,07	5,10	1,35	Не опр.	0,12	0,14	15,20
7	Пек — ПШ — Эг — Чар	55,555	0,13	4,50	1,90	»	0,15	—	15,60
8	ПШ — Эг — Чар	56,14	0,26	1,40	1,44	0,50	0,20	0,31	20,30
9	Ти — ПШ — Эг — Чар	56,27	0,88	1,81	4,93	0,86	0,35	0,49	24,55
10	Сливной Чар	58,53	0,19	3,80	0,89	0,14	0,19	0,06	16,85
11	Рих — Чар	61,11	0,71	1,88	1,12	0,07	0,15	0,12	16,80
12	Пек — Эг — Чар	58,38	0,19	3,00	0,77	0,07	0,07	0,09	18,40
13	Фед — Пек — Чар	60,99	0,17	1,88	0,74	0,07	0,10	0,08	18,84
14	Ам — ПШ — Чар — Кв	85,90	0,17	2,14	0,84	1,80	0,06	0,62	2,11
15	То же	86,72	0,08	2,35	0,44	1,72	0,04	0,25	1,57
16	ПШ	62,67	0,10	16,65	2,58	0,43	0,01	0,14	0,23

Примечание. Звездочкой отмечены значения п. п., сумма за вычетом пересчета эгирина, Чар — чароит, Ти — тинаксит, Ам — амфибол, Рих — рихтерит, Пек — пектолит, Фед — 9, 10 — уч. Якутский; 11 — уч. Иркутский; 12, 13 — уч. Приречный. № 14 и 15 — измененная тита) в чароитовой породе. Аналитики Л. Н. Матвеева, О. А. Пройдакова, 1980 г., Институт геохи-



Некоторыми геологами [Рогова и др., 1977] полевые шпаты чароитовых пород и калишпатитов (микросиенитов) называются анортоклазами. Как известно [Дир и др., 1965], анортоклаз—это гомогенный неупорядоченный калинатровый полевой шпат, в котором в противоположность санидину натрия преобладает над калием. По нашим данным, среднее содержание натрия в калиевых полевых шпатах чароитовых пород — 0,40%, а калия — 12,0%, что соответствует микроклинам. В микросиенитах (микроклинитах), состоящих на 95% из полевого шпата, также отмечаются низкие содержания натрия 0,13% (табл. 4). Исходя из этих данных, мы считаем неверным называть полевые шпаты чароитовых пород анортоклазами.

По коэффициенту триклинности ( $\Delta\rho$ ) полевые шпаты чароитовых пород разделяются на две группы. Первые монофазные и имеют  $\Delta\rho$ , близкое к единице. Вторые зональные состоят из двух фаз: первая с триклинностью 0,5—0,7 и вторая — 0,2—0,25. Содержание первой фазы 60%, второй — 40%. Средние содержания щелочей (13 определений) в полевых шпатах чароитовых пород (%): калия — 12,0, натрия — 0,40, рубидия — 0,0280, лития — 0,0083, цезия — следы.

Полевые шпаты являются ранними минералами-вкрапленниками чароитовых пород. Они образуются совместно с арфведсонитом и обтекаются чароитовой массой.

**Кварц** — распространенный минерал чароитовых пород. Он наблюдается в виде округлых выделений размером от 1 до 20 мм. Иногда зернышки кварца образуют вытянутые скопления, обтекаемые чароитовой массой. По времени выделения кварц относится к одному из ранних минералов-вкрапленников. Мы не согласны с мнением некоторых геологов, считающих кварц ксеногенным минералом раздробленных кварцитов.

Таблица 4

полевошпатита (микросиенита) № 17, вес. %

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	H <sub>2</sub> O	F	CO <sub>2</sub>	Σ	K/Rb	K <sub>a</sub>
2,92	8,64	3,40	1,43	6,10*	Не опр.	Не опр.	99,29	277	11
2,39	9,40	2,77	0,74	5,20*	»	»	99,64	298	8,5
1,46	11,40	1,11	0,44	2,80*	»	»	99,63	492	1,8
1,30	12,64	0,70	0,73	1,87	0,22	0,54	99,83	439	1,6
5,06	5,56	1,73	1,08	1,99	0,22	0,71	99,41	373	20
1,96	10,00	0,53	0,47	4,70*	Не опр.	Не опр.	99,60	477	2,7
2,50	9,24	1,28	0,90	7,40*	»	»	99,15	342	3,1
2,89	7,50	1,24	1,05	4,87	0,60	1,20	99,66	295	9,2
4,34	8,26	2,12	0,89	2,95	0,10	1,08	99,85	361	9
2,25	9,80	1,12	1,25	3,73	0,45	0,97	100,04	399	3,8
2,44	8,79	0,49	0,70	4,16	0,30	1,02	99,73	270	7,2
2,99	9,66	0,62	0,84	5,13	0,25	0,38	100,04	331	12
2,85	7,34	0,74	0,84	4,31	0,30	0,73	99,86	292	13
0,544	2,88	0,62	0,38	0,65	0,02	0,78	99,51	451	1,9
0,66	2,67	0,50	0,24	0,26	0,01	0,54	100,06	462	3,1
2,13	16,61	—	0,03	0,43	0,02	—	100,02	509	1,1

на фтор. Сокращения: K<sub>a</sub> — коэффициент агаитности, Кв — кварц, ПШ — полевой шпат, Эг — федорит. № 1, 2, 14, 15 — уч. Старый; 3—5 — уч. Грозовой; 6 — уч. Северный; 7, 8 — уч. Новый; кварцевая порода в экзоконтакте чароитовой породы, № 16 — ксенолит микросиенита (калишпатит) СО АН СССР.



Петрографическое изучение пород не подтверждает эту гипотезу.

**Пектолит** — довольно распространенный минерал чароитовых пород. Встречен пектолит в кальцит-эгирин-микроклин-кварцевых породах. Образуется отдельные дощатые кристаллы и их сростки. В некоторых участках (левый борт истоков р. Даван) пектолит встречается в виде солнцевидных агрегатов кристаллов размером до 5 см. Цвет минерала салатно-зеленый, белый, желтый, блеск стеклянный. Спайность совершенная по (100) и (001). Дебаеграмма пектолита Мурунского массива соответствует эталонной. Вероятно, в чароитовых породах пектолит выполняет роль плагиоклаза, который в этих породах не образуется. Выделяется пектолит совместно с ранними минералами (федоритом) и обтекается чароитом.

**Сульфиды** — характерные минералы чароитовых пород. Особенно богаты чароитовые породы минералами меди и галенитом. Из медных минералов встречены самородная медь, халькопирит, борнит, халькозин, джурлеит, джерфшерит, мурунскит. Обычно сульфиды образуют мелкие скопления, где преобладает галенит. Самородная медь и другие минералы меди часто образуют включения в раннем кварце. Встречен также сульфид меди, образующий шаровые «каплевидные» выделения, обтекаемые чароитовой массой. Этот сульфид легко переходит в джурлеит и далее в халькозин (особенно при растирании порошка минерала). Для чароитовых пород участка Нового характерно присутствие халькопирита и борнита в центре сферолитов эгирина. Они как бы являлись механической затравкой для роста сферолитовых кристаллов эгирина. Галенит образует скопления мелких кристаллов и зернистые массы размером до 10 см и более. Эти скопления также обтекаются чароитовой массой. По времени образования многие сульфиды относятся к более ранней ассоциации по отношению к чароиту.

**Стронцианит** встречается в чароитовых породах участка Старого, где образует зернистые массы вытянутой формы, обтекаемые чароитом, которые часто принимаются за ксенолиты микроклинитов. Цвет минерала белый, желтоватый, блеск жирноватый.

По данным спектрального анализа основу минерала составляет стронций. Из других элементов отмечаются повышенные содержания бария и кальция. Дебаеграмма минерала близка к эталонному стронцианиту.

**Кальцит** встречается во всех породах чароитового комплекса. В кальцитовых и кварц-кальцитовых карбонатитах кальцит является породообразующим минералом. В чароитовых породах он образуется как в мелкозернистой чароитовой массе, так и в виде отдельных выделений, а в кварц-карбонатных породах и кальцит-полевошпат-эгирин-кварцевых породах встречается в виде тонких графических сростаний с кварцем. В кварц-карбонатных породах кальцит образует как сферолитовые агрегаты тонкого сростания с кварцем, так и «перистые», дендритовидные удлиненные агрегаты (до 10—15 см в длину) в графических сростаниях с кварцем. Минерал легко прокрашивается кальцитовым красителем.

**Апофиллит** встречается в федорит-пектолит-чароитовых породах левого борта истоков р. Даван. Образуется ксеноморфные выделения розового и белого цветов, цементирующие федорит и пектолит. Интенсивно замещается чароитом, поэтому в нем всегда присутствуют чароитовые иголки. Блеск стеклянный, тусклый. Удельный вес менее 2,8 г/см<sup>3</sup>. В шлифах имеет аномальную серую окраску. По данным спектрального анализа основу минерала составляет кремний.

**Бербанкит** встречен К. А. Лазебником в измененных породах крупношестоватого чароита [Лазебник и др., 1979]. В шлифах характеризуется неправильной угловатой формой зерен, спайность отсутствует. Минерал прозрачный с высоким рельефом. Двупреломление близко к аномальному,



одноосный, отрицательный.  $N_o = 1,626$ ,  $N_e = 1,597$ . Дебаеграмма близка к эталонной.

Таким образом на основе изучения минералогии можно выделить группы минералов: 1) минералы, образовавшиеся до стадии движения и кристаллизации чароитовой массы (минералы-вкрапленники, образующие отдельные кристаллы и выделения); 2) минералы, отделившиеся часто в виде капель и кристаллизовавшиеся во время движения чароитовой массы (минералы, образующие сферолитовые шаровидные обособления); 3) минералы чароитовой массы. Имеются также отдельные тела в сиенитах, где полевой шпат, эгирин и чароит образуют тесные сростания. Вероятно, в этих телах данные минералы кристаллизовались одновременно, а кинетика кристаллизации была иной и проходила в спокойной тектонической обстановке.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД

Химический состав чароитовых пород представлен в табл. 4 (ан. 1—13). Содержания кремнекислоты в чароитовых породах соответствуют таковым в сиенитах при незначительных ее вариациях, несмотря на довольно значительные изменения количественных соотношений минералов. Содержания же других элементов четко реагируют на количественные соотношения минералов в породе. Так, повышенные концентрации алюминия характерны для чароитовых пород с высоким содержанием полевого шпата, титана — обусловлены повышенным содержанием титаксита, железа — высоким содержанием эгирина. Из-за макронеоднородности состава чароитовых пород для определения общего химического состава необходимы геохимические пробы большого объема (не менее 100 кг).

В общем плане для чароитовых пород по сравнению с другими щелочными породами комплекса характерны пониженные содержания алюминия, железа, магния и повышенные кальция, калия, бария, стронция, воды. Чароитовые породы являются пока единственными породами в мире, имеющими калиевую агпаитность. При резком преобладании калия над натрием коэффициент агпаитности в них варьирует от 1,6 до 20, что приводит к кристаллизации калиевых агпаитовых минералов. Для измененных вмещающих кварцитов экзоконтакта чароитовых тел характерны высокие содержания кремнекислоты, резко отличные от содержаний их в чароитовых породах. Микроклиниты по составу соответствуют калиевым сиенитам и очень близки к выделенному К. А. Лазебником новому типу сиенитовых пород — мурунитам. Необычны для сиенитовых пород высокие для поздних дифференциатов калий-рубидиевые отношения, что можно объяснить ликвационным характером дифференциации.

Средние концентрации ряда редких элементов в чароитовых породах приведены в табл. 5. По сравнению с кларками сиенитов чароитовые породы содержат повышенные концентрации стронция, свинца, меди, цезия, бария, никеля, кобальта, хрома, бора, ванадия и кларковые содержания олова и цинка.

### ГЕНЕЗИС ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД

Существуют различные точки зрения на генезис чароитовых пород. Следует отметить, что чароитовые породы единодушно считают производными Мурунского щелочного плутона. Однако расходятся мнения о механизме и способе их образования. Некоторые исследователи считают чароитовые породы метасоматическими образованиями, возникшими при воздействии постмагматических щелочных растворов на вмещающие квар-



Таблица 5

Средние содержания бария и стронция (вес. %) и других элементов (г/т) в чароитовых породах

№ п/п	Элемент	Кол-во проб	Содержание		Средняя распространенность для сиенитов
			Среднее	Предел колебаний	
1	Барий	25	1,22	0,47—2,60	0,16
2	Стронций	25	0,96	0,37—4,18	0,02
3	Литий	16	52	—	28
4	Рубидий	16	167	92—270	110
5	Цезий	16	12	5—26	0,6
6	Никель	16	29	20—35	4
7	Кобальт	16	11	7—16	1
8	Хром	16	14	9—22	2
9	Цинк	16	110	39—390	130
10	Медь	16	117	—	5
11	Свинец	16	548	100—1240	12
12	Олово	29	8	3—26	10
13	Ванадий	15	196	20—600	30
14	Бор	15	76	40—200	9

Примечание. 1—11 — данные количественного атомно-адсорбционного анализа, аналитик О. А. Пройдакова; 12—14 — приближенно-количественный спектральный анализ. Институт геохимии СО АН СССР, 1980 г.

цевые песчаники и известняки [Лазебник и др., 1977; Рогова и др., 1977]. При этом существенно калишпатовые и существенно эгириновые породы считаются также в разной степени измененными кварцевыми песчаниками, а карбонаты, присутствующие в комплексе, не замечаются вообще или ставятся в один ряд с флогопит-рихтерит-карбонатными породами.

К сожалению, обсуждая метасоматический способ образования пород, авторы [Акимов и др., 1978; Лазебник и др., 1979; Рогова и др., 1979] обращают внимание только на необычный внешний вид пород, не делая акцент на признаки, необходимые и достаточные для отнесения данных образований к метасоматическим. В частности, не описываются тела с метасоматической зональностью, не отмечается тенденция к появлению мономинеральных пород в колонках метасоматитов и др. Часто вообще не ставится вопрос: на какой субстрат и чем надо воздействовать, чтобы получить подобную исходную породу, не говоря уже о полном нежелании «разложить» процесс на формулы и уравнения и попытаться описать его физико-химически. Нам представляется маловероятным образование столь сложных по составу (см. табл. 2) силикатных пород в результате воздействия растворов и газов на кварцевые песчаники (состоящие на 98% из кварца) или известняки без сложной метасоматической зональности и промежуточных по составу пород. Даже при наличии такой зональности необходим привнос растворами всех компонентов, кроме кремнекислоты и кальция, которые незначительно замещают окружающие породы. К тому же при замещении контрастных пород субстрата мы бы имели различные продукты метасоматоза по разным вмещающим породам. Что же касается вмещающих карбонатных пород, то здесь налицо продукты их изменения — форстеритсодержащие мраморы и флогопит-рихтерит-кальцитовые породы, резко отличающиеся от карбонатитов чароитового комплекса, которые в первом приближении можно рассматривать в качестве метасоматитов по известнякам в связи с чароитовым комплексом. Хотя с такой интерпретацией процесса еще много неясностей.

Ультракалийевые сиениты Мурунского массива имеют все необходимые признаки расслоенного интрузивного комплекса, по Е. В. Шаркову (1980). В связи с этим мы предполагаем, что их остаточный дифференциат также может образоваться путем ликвационного расслоения более низко-



температурного и более щелочного ультракалиевого «кашеобразного» расплав-раствора. Основными продуктами расслоения этого расплав-раствора являются: микросиениты (микроклиниты); существенно пироксеновые (эгириновые породы); кальцитовые и бенстонитовые карбонатиты; чароитовые породы; кальцит-эгирин-полевошпат-кварцевые, кварц-карбонатные и другие породы, переходные по составу между силикатными и карбонатными породами. Все они теснейшим образом связаны пространственно и генетически, образуя штокообразное тело дифференцированного комплекса. На единственном большом коренном обнажении (участок Коренной) мы видим четкое сечение вмещающих пологозалегающих кварцевых песчаников под углом  $40-60^\circ$  породами комплекса с резким контактом и апофизами пород комплекса по слоистости песчаников. По геофизическим данным (гравиметрия и магнитометрия) это тело имеет форму штока. Силикатные (легкие) породы прослеживаются до глубины 170 м, а ниже залегают породы с удельным весом более  $3,5 \text{ г/см}^3$  («тяжелые»), сходные по физическим свойствам с бенстонитовыми карбонатитами, имеющие мощность не менее 150 м. Несомненно, что «кашеобразная» масса смесей ультращелочных расплавов и солевых растворов была реакционной и реагировала с вмещающими породами. Мы наблюдаем ксенолиты ранних меланократовых нефелинитоподобных пород с четко выраженными метасоматическими зонами: внутренняя зона измененного сиенита со слюдой и незначительным количеством рихтерита, следующая меланократовая зона, обогащенная рихтеритом и эгирином, и небольшая крайняя зона лейкократовых микроклиновых пород. Другим примером взаимодействия, как указывалось выше, являются флогопит-рихтерит-кальцитовые породы. Кварцевые песчаники в отношении метасоматических преобразований, напротив, являются наиболее инертной средой. Наблюдаются незначительные изменения песчаников в экзоконтактах чароитовых пород (см. табл. 2, ан. 14, 15), выраженные в появлении иголок чароита и рихтерита. Местами в приконтактных частях наблюдается как бы переплавление песчаников с образованием массивных осветленных кварцевых пород. Неправильно считать вкрапленники раннего кварца в чароитовых породах ксенолитами кварцевых песчаников.

Механизм образования комплекса нам представляется следующим образом. Блок, в котором развиты породы дифференцированного комплекса, «отрезанный» от массива Атбастах-Торгойским и Кеме-Кебектинским разломами, вероятно, в настоящее время является олуценым по отношению к Маломурунскому массиву. В пределах этого блока развиты только приконтактные фации сиенитов, в экзоконтакте переходящие в сиенит-порфиры (участок Гольцовый). Внедрение остаточного дифференциата от кристаллизации центральной камеры ультракалиевого Мурунского массива происходило по ослабленной зоне контакта массива с осадочными толщами. Различные механические свойства кварцевых песчаников и известняков определили сложную морфологию штокообразного тела дифференцированного комплекса. Возможно, что кристаллизация ранних фаз кварца, полевого шпата, арфведсонита, канасита, федорита, пектолита, тинаксита и др. происходила в камере до внедрения. При резком падении давления остаточный расплав-раствор испытал расслоение и внедрился в виде «кашеобразного» продукта в ослабленную зону. Самыми первыми закристаллизовались слои калишпатового состава, дав начало микросиенитам (микроклинитам), которые часто наблюдаются в виде ксенолитов в других породах комплекса. Следующими образовались меланократовые слои, слагающие существенно эгириновые породы. Затем кристаллизовались карбонатитовые и чароитовые породы.

В чароитовых породах первыми образовывались ранние вкрапленники, расположение которых подчеркивает структуру течения породы и которые обтекаются чароитовой массой. Эгирин отделялся, вероятно, во



время течения в виде «капель», которые затем раскристаллизовывались, образуя солнцевидные сферолитовые обособления. Встречены такие же обособления тинаксита, хотя имеются и ранние крупные его выделения. Затем образовалась собственно масса чароита. Тектонические движения продолжались во время движения и кристаллизации этой массы, и микроплотность некоторых чароитовых тел можно объяснить дополнительными давлениями на полузакристаллизованную пластичную чароитовую массу.

В настоящее время известно много массивов нефелиновых сиенитов, в том числе и калиевых, залегающих в известняках и других вмещающих породах, но пример чароитовой минерализации пока единственный в мире. Мы считаем, что причиной уникальности чароитовых пород является, с одной стороны, необычный процесс дифференциации с ликвационными явлениями ультракалиевых псевдолейцитовых сиенитов, когда конечный продукт магматического процесса — щелочные граниты (дайки эгириновых гранитов и грорудитов), а с другой — щелочногранитный характер позднего дифференциата (все породы чароитового комплекса содержат кварц, а не нефелин) с отделением карбонатного вещества в виде кальцитовых и бенстонитовых карбонатитов. Возможно, что изучение керн предпологаемых скважин на чароитовом месторождении внесет большую ясность в генезис этих уникальных образований.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акимов А. П., Иванов Ю. В., Добрынина Н. И. Особенности геологического строения месторождения Сиреневый камень и условия локализации чароитовых тел. — В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. М., 1978, с. 17—18.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А. и др. Новый силикат кальция и циркония — армстронгит. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 1185—1188.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 400 с.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. М.: Недра, 1965. 768 с.
- Лазебник К. А., Заякина Н. В. О нахождении бербанкита в чароитовых породах. — Бюл. НТИ, Якутск, 1979, с. 19—20.
- Лазебник К. А., Заякина Н. В., Лазебник Ю. Д. Новые данные о чароите из метасоматических пород Мурунского массива. — В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск, 1977, с. 123—135.
- Лазебник К. А., Лазебник Ю. Д., Кулагина Д. А. Физические свойства и химический состав калиевых рихтеритов мезозойской щелочной провинции запада Алданского щита. — В кн.: Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. Якутск, 1979, с. 43—52.
- Лазебник К. А., Проценко Е. Г., Лазебник Ю. Д. Эканит из метасоматитов Восточной Сибири. — Минералогический сборник. 1979, вып. 2, № 33, с. 68—73.
- Някольская Л. В., Новожилов А. И., Самойлович М. И. О природе окраски нового щелочного кальциевого силиката из Восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 116—120.
- Петрология щелочно-вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита/Билибина Т. В., Донаков В. И., Дашкова А. Д. и др. Л.: Недра, 1967. 262 с.
- Рогов Ю. Г., Рогова В. П., Воронков А. А. Тинаксит — новый минерал. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 658—662.
- Рогова В. П., Завьялова Л. Л. Минеральный состав чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 135—142.
- Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А. Чароит — новый минерал и новый ювелирно-поделочный камень. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1978, вып. 1, ч. 107, с. 94—100.
- Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А. и др. Тинаксит из пегматитов апатитового месторождения Расвумчорр. — В кн.: Минералы и парагенезисы эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975, с. 39—43.
- Хомяков А. П., Ланин А. В., Казакова М. Е. Новые данные о федорите. — В кн.: Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М.: 1979, с. 3—7.
- Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.



## СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПТИЧЕСКИ ИЗОТРОПНОГО ЛАЗУРИТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В разнообразии самоцветного сырья, которым богата Восточная Сибирь, особое место занимает лазурит Прибайкалья — крупнейшего лазуритоносного района СССР. Известные с середины прошлого века лазуритовые месторождения дали значительные количества первоклассного поделочного камня. Вместе с тем в структурно-минералогическом плане лазурит до сих пор остается слабо изученным минералом. Достаточно сказать, что до последнего времени в мире насчитывалось не более 10 его химических анализов\*, причем даже из них лишь немногие проанализированы на все компоненты. Этот пробел восполнили Д. Хогарт и У. Гриффин [Hogarth, Griffin, 1976] главным образом с помощью микронзондовых определений. Отдавая должное этим авторам, внесшим вклад в изучение лазурита и его месторождений, отметим, что ценность микронзондовых определений состава лазурита снижается из-за невозможности разделения сульфидной и сульфатной серы. При этом соотношение сульфидной и сульфатной серы, а также доля каждого из этих компонентов в анионной части минерала в данном случае является ключевым фактором диагностики [Сапожников и др. 1979; Hogarth, Griffin, 1976]. Неясен вопрос о пространственной группе симметрии лазурита. Пространственная группа является важной характеристикой при диагностике содалитовых минералов, особенно при разделении позеана и гаюина [Taylor, 1967]. В справочных изданиях [Strunz, 1977; Дир и др., 1966; Годовиков, 1975] лазурит относят к группе  $P43m$ , характерной для позеана, хотя по химическому составу лазурит значительно ближе к гаюину. Следует заметить, что рентгеноструктурного изучения прибайкальского лазурита ранее вообще не проводилось, несмотря на то, что именно в этих месторождениях Н. В. Воскобойниковой (1938) по оптическим данным была установлена предположительно ромбическая модификация минерала.

В результате исследований последних лет установлены две структурные разновидности лазурита: кубическая (изотропная модификация в шлифах) и триклинная (анизотропная модификация). Минералогические особенности последней рассмотрены ранее [Сапожников, Иванов, 1976; Сапожников и др., 1979]. Ниже во избежание повторения основное внимание будет уделено кубическому изотропному лазуриту.

Лазурит из месторождений Прибайкалья является составной частью лазуритсодержащих пород, где находится в парагенезисе с диопсидом, кальцитом, флогопитом, форстеритом и другими минералами. Форма выделений лазурита в породе зависит главным образом от количества кальцита. Для пород, не содержащих или почти не содержащих кальцит, характерны сплошные мелкозернистые, подчас скрытокристаллические массы. В породах с существенным содержанием кальцита и в кальцификациях лазурит обычно присутствует в виде отдельных кристаллов додекаэдрического габитуса.

Окраска лазурита меняется от бледно-голубой до темно-синей. Реже встречается лазурит зеленоватых оттенков. Кроме того, отмечены необычные розоватые, фиолетово-розовые и малиновые лазуриты. Иногда окраска неоднородна даже в пределах зерна. В шлифах интенсивность

\* Имеются в виду анализы минерала, а не лазуритсодержащей породы, которая часто отождествляется с минералом и анализы которой под названием «лазурит» часто встречаются в литературе.



окраски обычно несколько снижается, так что бледноокрашенные лазуриты в шлифах практически бесцветны. Такой бесцветный в шлифах лазурит обычно описывался в литературе как гаюин. Попытка выявить какие-либо различия между бесцветным «гаюином» и окрашенным лазуритом не увенчались успехом. Более того, при непродолжительном прокаливании бесцветных и бледноокрашенных образцов интенсивность окраски резко возрастала, что не вызывало сомнений в принадлежности их к лазуриту.

Лазурит оптически изотропный. Показатели преломления варьируют от  $N = 1,498$  до  $N = 1,512$  (обычно  $N = 1,503-1,509$ ). Плотность 2,45—2,48. Какой-либо зависимости между показателями преломления, плотностью и окраской минерала не обнаружено.

При монокристалльном рентгеноструктурном исследовании изотропного лазурита не удалось обнаружить образцы с обычной для содалитовых минералов элементарной ячейкой, равной приблизительно 9 Å. Во всех изученных кристаллах наблюдались ярко выраженные сверхструктурные рефлексы, отвечающие примерно пятикратной ячейке. Для основных рефлексов отмечались систематические погасания типа  $hkl$  с  $l = 2n + 1$ , которые однозначно определяли пространственную группу  $P43n$ , а не  $P43m$ , указанную для лазурита [Дир и др., 1966; Strunz, 1977].

Порошковая рентгенограмма изотропного лазурита по положению основных максимумов идентична дебаеграммам содалитовых минералов. Кроме основных рефлексов она содержит сверхструктурные отражения, которые хорошо индицируются с помощью кфорограмм (табл. 1). Наличие одних и тех же сверхструктурных рефлексов на кфорограммах и на порошковой рентгенограмме изотропного лазурита позволяет считать, что эти отражения — следствие структурной индивидуальности самого минерала. Сравнение порошковой рентгенограммы изученного лазурита с дебаеграммой кубического лазурита из Афганистана (см. табл. 1) показывает, что они близки по положению интенсивных линий и отличаются расположением слабых отражений. Для изученного минерала интенсивными линиями являются основные рефлексы, слабыми — сателлитные отражения. К слабым отражениям на дебаеграмме лазурита из Афганистана относятся рефлексы, отмеченные в табл. 1 звездочкой, и отражения с нечетной суммой индексов  $hkl$ , которые, возможно, также являются сателлитными максимумами.

Изучение образцов лазурита порошковыми методами показало, что установленная структурная разновидность минерала широко распространена на лазуритовых месторождениях Прибайкалья.

Таким образом, отмеченную сверхструктуру можно использовать в качестве отличительного признака изотропного лазурита этих месторождений.

Положение и интенсивность сверхструктурных отражений существенно изменяются 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. 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 ос-



## Дебаграммы лазурита

Кубический со сверхструктурой, Прибайкалье (данные авторов)				Афганистан (ASTM, 1974)		
<i>J</i>	<i>d/n</i> <sub>изм</sub>	<i>hkl</i>	<i>d/n</i> <sub>выч</sub>	<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
8	6,42	110	6,42	40	6,43	110
0,5	5,73	1 1/5.1.1/5	5,76	—	—	—
—	—	—	—	6	4,86	*
3	4,54	200	4,54	18	4,54	200
3	4,10	1 4/5.1.4/5	4,11	—	—	—
2	3,96	2.4/5.4/5	3,95	—	—	—
10	3,71	211	3,71	100	3,71	211
—	—	—	—	6	3,56	*
3	3,45	2.1 1/5.1.1/5	3,46	—	—	—
—	—	—	—	6	3,43	*
3	3,35	2 1/5.1 1/5.1	3,36	—	—	—
—	—	—	—	16	3,21	220
—	—	—	—	6	3,03	300, 221
7	2,872	310	2,872	45	2,872	310
3	2,810	3.1 1/5.1/5	2,804	—	—	—
—	—	—	—	4	2,775	311
9	2,622	222	2,622	80	2,622	222
—	—	—	—	4	2,502	320
3	2,448	2.1/5.2 1/5.2	2,445	—	—	—
4	2,426	321	2,427	16	2,427	321
4	2,270	400	2,270	25	2,270	400
—	—	—	—	4	2,233	*
2	2,211	3.2 4/5.1/5	2,210	—	—	—
—	—	—	—	4	2,194	410
0,5	2,184	4.4/5.4/5	2,185	—	—	—
8	2,140	330, 411	2,140	35	2,141	330, 411
—	—	—	—	4	2,087	331
3	2,063	4 1/5.1.4/5	2,068	—	—	—
0,5	2,029	4 1/5.1 1/5.1	2,026	—	—	—
2	1,936	332	1,936	4	1,937	332
5	1,781	510	1,781	30	1,782	510

Примечание. Звездочкой обозначены линии, индицирующиеся в кубической ячейке с удвоенным параметром (ASTM, 1974). Для всех рефлексов приведены индексы 9 А 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 индицирования удобен при сравнении порошкограммы исследуемого лазурита с рентгенограммами других содалитовых минералов, а также позволяет легко определить, вблизи какого основного рефлекса располагается тот или иной спутниковый максимум. Условия съемки — ДРОН-1, Fe-излучение.

новых рефлексов, а также менее интенсивные отражения, расположенные на расстоянии  $\pm 1/6a^*$  от основных рефлексов.

При нагревании в 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 шестикратному и пятикратному увеличению параметра  $a$ , то можно отметить, что слоевые линии из сохранившихся дополнительных рефлексов находятся сейчас ближе к его пятикратной границе.

После 1100°C эти отражения заметно усиливают свою интенсивность и смещаются еще дальше от основных рефлексов, приближаясь к границе пятикратного периода. Таким образом, рентгенограммы вращения исходного и прокаленного при 1100°C кристалла в пределах визуального сравнения оказываются одинаковыми. Последующее повторное нагревание изучаемого кристалла до 650°C не привело к изменению его дифракционной картины.



Х. Заальфельдом [Saalfeld, 1961] отмечено 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 мы наблюдали при нагревании изотропного лазурита из Прибайкалья. Эта часть превращений и 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 предложить 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. 2 и 3. Соотношение кремния и алюминия в проанализированных образцах близко к 1 : 1. Среди катионов группы А ведущее значение имеют Са, Na и частично К. Кроме того, в значимых количествах могут присутствовать Mg, Fe, Sr, Ba, изоморфно замещающие главные компоненты. Анионная часть минерала состоит главным образом из сульфатной и сульфидной серы. Последняя, собственно говоря, и 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 весьма ощутимые количества CO<sub>2</sub>. Д. Хогарт и У. Гриффин [Hogarth, Griffin, 1976] на основании изучения лазурита из Канады пришли к выводу, что повышенные содержания

Т а б л и ц а 2

Химический состав лазурита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	ЛК <sup>**</sup> / <sub>2</sub>	ЛК <sup>**</sup> / <sub>9</sub>	ЛК-5а	Ту <sup>4</sup> / <sub>2</sub>	ЛШ <sup>**</sup> / <sub>11</sub>	ЛК-6	7	8
SiO <sub>2</sub>	32,98	33,70	32,24	32,10	33,00	34,21	32,30	31,17
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0,03	0,01	—	Не обн.	Сл.	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,20	27,40	27,20	27,29	27,60	28,75	27,38	26,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	—	—	—	0,05	—	Не обн.	—	0,04
MgO	Не обн.	0,40	0,40	0,19	Не обн.	0,48	0,11	0,26
CaO	7,99	7,43	7,85	6,65	8,13	7,01	8,21	9,24
SrO	0,19	0,13	0,17	—	0,07	0,12	—	0,03
BaO	Сл.	0,01	0,02	—	0,12	0,01	—	—
Na <sub>2</sub> O	14,83	16,14	16,47	17,07	13,34	14,36	18,03	17,18
K <sub>2</sub> O	0,90	0,95	0,26	0,20	0,54	0,36	0,35	Не обн.
SO <sub>2</sub>	11,40	10,05	11,98	10,97	12,23 **	13,76**	12,62	13,08
S	1,24	2,60	1,42	1,48	—	—	0,44	0,10
F	0,03	0,05	0,02	—	0,04	0,10	—	—
Cl	0,22	0,24	0,19	0,41	0,19	0,32	0,31	0,20
CO <sub>2</sub>	1,10	1,29	0,96	1,11	0,98	0,88	—	1,03
H <sub>2</sub> O	1,72	1,09	1,80	3,02	—	4,17	—	—
Σ	100,12	100,14	99,93	99,77	96,05	104,31	99,75	100,77

Примечание. Одна звездочка — общее железо, выраженное в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; две — общая сера, выраженная в виде SO<sub>2</sub>. Суммы даны с учетом поправки O=F, Cl, S. Здесь и в табл. 3 образцы 7 и 8 — данные Н. В. Вослюбойниковой (1938), остальные — авторов.



Таблица 3

## Химический состав лазурита в пересчете на 12(Si + Al) и физические свойства

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	5,97	6,13	6,01	5,99	6,04	6,03	6,00	5,94
Al	6,03	5,87	5,99	6,01	5,96	5,97	6,00	6,06
B	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Mg	—	0,11	0,03	0,06	—	0,13	0,03	0,07
Ca	1,56	1,45	1,57	1,33	1,59	1,33	1,63	1,89
Na	5,21	5,69	5,96	6,17	4,74	4,91	6,48	6,34
K	0,22	0,23	0,06	0,04	0,12	0,07	0,08	—
A	6,99	7,48	7,62	7,60	6,45	6,44	8,22	8,30
SO <sub>2</sub>	1,54	1,36	1,68	1,54	—	—	1,74	1,86
Cl	0,09	0,11	0,06	0,13	0,05	0,10	0,10	0,07
CO <sub>2</sub>	0,27	0,32	0,25	0,28	0,24	0,21	—	0,26
X	1,90	1,79	1,99	1,95	—	—	1,86	2,19
S	0,42	0,88	0,49	0,52	—	—	0,16	0,03
H <sub>2</sub> O	2,01	1,32	2,24	3,75	—	4,91	—	1,98
Цвет	Синий	Синий	Синий	Голубой	Розовый	Синий	Синий	Синий
Пл.	2,47	2,47	2,48	2,45	2,47	2,46	—	—
N	1,510	1,512	1,506	1,510	1,505	1,509	—	—

CO<sub>2</sub> в лазурите свидетельствуют о загрязненности минерала карбонатами. Близкие концентрации CO<sub>2</sub> в исследованных нами образцах и отсутствие положительной корреляции между Ca и CO<sub>2</sub> опровергают подобный вывод. Более того, сходные цифры по содержанию CO<sub>2</sub> в лазуритах получены Н. В. Воскобойниковой (1938). Методика подготовки проб лазурита для анализа (травление в 5%-ной уксусной кислоте на холоде) полностью гарантирует очистку материала от карбонатов, хотя приводит к частичному окислению сульфидной серы в сульфатную, чем, вероятно, и объясняются явно низкие содержания сульфатной серы в приводимых ею анализах. Вместе с тем присутствие CO<sub>2</sub>, возможно, является специфичной чертой байкальского лазурита. Опыты с прокаливанием образцов лазурита показали, что CO<sub>2</sub> занимает «непрочное» место в структуре минерала и практически отсутствует в прокаленных образцах. При этом «выносе» CO<sub>2</sub> 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-гаюшиновой серии. Постоянный избыток анионов приводит к нарушению электростатического баланса, что характерно для всех, в том числе и эталонных анализов лазурита [Дир и др., 1966]. Лучшие результаты получаются при пересчете анализов на формулу 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 совершенно не доказано, а нарушение электростатического баланса может быть объяснено и другими причинами, например эффектом сульфур-



ризации [Белов, 1976]. Вместе с тем приведенные выше данные свидетельствуют об обособленном положении этого компонента в лазурите. За вычетом варьирующих количеств сульфидной серы суммарное число формульных единиц в группе X во всех приведенных анализах лазурита близко к 2 (в среднем 1,94), что вряд ли случайно.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. На рентгенограммах лазурита из Прибайкалья рефлексы  $9\text{\AA}$  кубической ячейки окружены сильными сателлитными отражениями, расположение которых укладывается в рамки кубической симметрии. Наблюдаемая сверхструктура близка к пятикратной. Для основных рефлексов отмечаются систематические погасания, которые однозначно определяют федоровскую группу  $R\bar{4}3n$ . Порошковая рентгенограмма минерала индивидуальна по расположению дополнительных отражений.

2. Общую кристаллохимическую формулу изотропного лазурита из Прибайкалья можно представить в следующем виде:  $A_{6-8}B_{12}O_{24}X_2S_{0-1} \cdot nH_2O$ . Таким образом, по дифракционной картине и кристаллохимической формуле изученный минерал отличается от других минералов — членов содалитовой группы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976.
- Воскобойникова Н. В. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита.— Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1938, ч. 67, № 4, с. 501—522.
- Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966.
- Сапожников А. Н., Иванов В. Г. Находка триклинной (псевдоромбической) модификации лазурита.— В кн.: Совещение молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976, с. 81.
- Сапожников А. Н., Иванов В. Г., Кашаев А. А. Новые данные о триклинной модификации лазурита.— В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979, с. 48—54.
- Hogarth D. D., Griffin W. L. Further data on lapis lazuli from Latium, Italy.— *Canad. Miner.*, 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.
- Ито Т., Sadanaga R. On the polysynthetic structure of hauyne.— *Int. Union Cryst. Seventh internat. Congr. and Symposium on crystal growth (abstract)*. Moscow, 1966, v. A57.
- Saalfeld H. Strukturbesonderheiten des Hauyngitters.— *Z. Kristallogr.*, 1961, Bd 115, N 1/2, S. 132—140.
- Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1977. 621 S.
- Taylor D. The sodalite group of minerals.— *Contr. Mineral. Petrol.*, 1967, v. 16, p. 172—188.

Е. И. ВОРОБЬЕВ

#### О ГЕНЕЗИСЕ ЛАЗУРИТА

Лазурит является одним из редких природных образований и концентрируется в немногих месторождениях. К ним относится знаменитая группа афганских месторождений Сары-Санг, а также памирские и прибайкальские месторождения СССР (Ляджвардаринское, Малобыстринское и др.). Все эти месторождения в общем сходны по геологическому строению и относятся к единому генетическому типу — лазуритоносным постмагматическим магнезиальным скарнам.

В настоящей статье рассматриваются основные аспекты генезиса лазурита данного генетического типа, главным образом на материале прибайкальских месторождений, наиболее интенсивно изучавшихся в последнее десятилетие.



Следует отметить, что существует много точек зрения на происхождение лазурита. Они достаточно подробно освещены в литературе [Лицарев, 1973; Сенкевич, 1975]. Но большинство авторов поддерживает гипотезу Д. С. Коржинского, рассмотревшего генезис лазурита с позиций теории биметасоматоза и установившего, что лазурит образовался по алюмосиликатным породам преимущественно гранитоидного состава при их биметасоматическом взаимодействии с вмещающими магнезиальными мраморами [Коржинский, 1947]. Эта гипотеза в целом подтверждается, а ее использование в практике геологопоисковых работ дает положительные результаты. Тем не менее по вопросам условий лазуритообразования точки зрения исследователей существенно расходятся. В первую очередь это касается проблем источников вещества и метасоматических растворов, характера метасоматического процесса лазуритизации, стадийности минералообразования и физико-химических условий кристаллизации лазурита. Некоторые из спорных вопросов имеют принципиальное значение, поскольку в ряде случаев они определяют выбор и надежность поисковых критериев.

Главной геологической особенностью лазуритовых месторождений СССР и Афганистана является приуроченность к сложнопостроенным и интенсивно дислоцированным толщам мраморов, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Главная черта этих мраморов — их известково-магнезиальный состав. В таблице дана общая характеристика главных разновидностей метаморфических карбонатных и карбонатно-силикатных пород, слагающих мощные толщи (до 3—4 тыс. м) в пределах лазуритоносной провинции Юго-Западного Прибайкалья. Из 9 их основных типов только известково-магнезиальные мраморы и кальцифиры содержат лазуритовую минерализацию.

Характерной особенностью лазуритоносных мраморов является некоторая обогащенность первично-осадочной серой. Следует отметить, что серу содержат не только существенно магнезиальные мраморы, но и другие их разновидности, тем не менее для первых это наиболее характерно. Каких-либо определенных пластов или пачек магнезиальных мраморов, особо обогащенных серой, не отмечалось, а ее количества обычно варьируют в пределах сотых — десятых долей процента. Содержится сера в мраморах в различных формах: сульфидной — в виде примеси пирита, а также сероводородной и изоморфной — в виде примеси в карбонатах. Кроме того, наблюдается и в элементарной форме, которая имеет явно вторичное происхождение — в результате окисления сероводорода в поверхностных условиях. То, что серой были насыщены первичные осадки, достаточно убедительно доказывается региональным заражением ею мраморов Прибайкалья и находками в районе месторождений Сары-Санг крупных масс ангидрита в гнейсах, перекрывающих комплекс лазуритоносных мраморов [Kulk, 1976].

Наряду с карбонатными вмещающими породами не менее важным литологическим фактором лазуритовых месторождений является обязательное наличие в этих породах (до 10—15 объем. % разреза) будинированных тел алюмосиликатных образований разного состава — амфиболитов, биотитовых и графитовых кристаллосланцев (гнейсов), сиенитов, гранитов, гранит-пегматитов и аплитов. Именно эти породы (за исключением графитовых кристаллосланцев) — субстрат, по которому развивается лазуритовая минерализация. Таким образом, присутствие магнезиальных серосодержащих мраморов с контрастными по составу телами алюмосиликатных пород создали наиболее благоприятную среду для возникновения биметасоматических процессов и повышенную вероятность появления в ходе этих процессов минералов, содержащих серу.

Важнейшим структурно-тектоническим признаком лазуритовых месторождений является высокая степень деформации и будинажа вмещаю-



**Главные разновидности метаморфических карбонатных и карбонатно-силикатных пород лазуритоносной провинции Юго-Западного Прибайкалья**

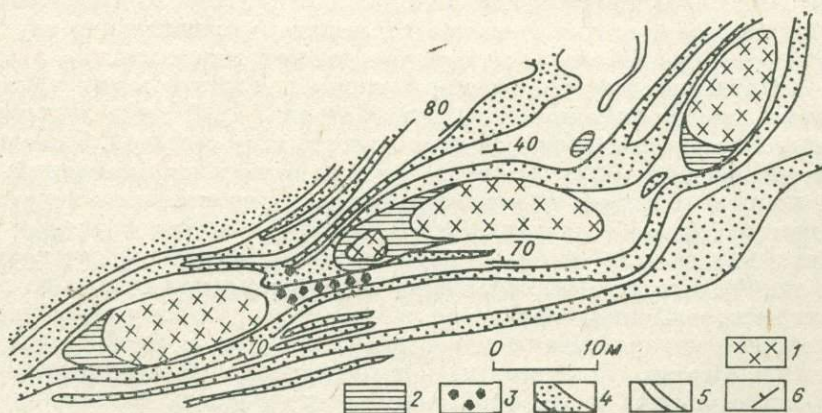
Породы (химический состав)	Содержание главных породообразующих минералов, %	Второстепенные, вторичные акцессорные минералы	Наличие лазуритовой минерализации
<p><b>Низкомагнезиальные мраморы и кальцифиры</b> (MgO — 0—12%, CaO — 45—58%, SiO<sub>2</sub> — 0—30%):</p> <p>пироксеновые розовые</p> <p>диопсидовые зеленовато-белые, белые</p> <p>диопсидовые белые, голубовато-белые</p> <p>волластонитовые белые, голубовато-белые</p> <p>мраморы графитовые серовато-белые</p>	<p>Кальцит — 60—90, темно-зеленый пироксен (диопсид, диопсид-геденбергит) — 5—30</p> <p>Кальцит — 90—98, зеленый диопсид — 2—10</p> <p>Кальцит — 60—100, белый диопсид — 0—30</p> <p>Кальцит — 70—100, волластонит — 0—30</p> <p>Кальцит — 90—95, графит — 2—7</p>	<p>Полевые шпаты, кварц, скаполит, роговая обманка, флогопит, эпидот, турмалин, апатит, титанит, рудные</p> <p>Кварц, полевые шпаты, скаполит, апатит, эпидот, титанит, рудные</p> <p>Кварц, тремолит, апатит, рудные</p> <p>Белый диопсид, кварц, апатит, рудные</p> <p>Белый диопсид, полевые шпаты, кварц, сульфиды, доломит (в бескварцевых разностях)</p>	<p>Нет</p> <p>Нет</p> <p>Нет</p> <p>Нет</p> <p>Нет</p>
<p><b>Магнезиальные мраморы и кальцифиры</b> (MgO — 12—22,5%, CaO — 30—45%, SiO<sub>2</sub> — 0—30%):</p> <p>мраморы доломитовые белые, серовато-белые, серые</p> <p>кальцифиры форстеритовые</p>	<p>Доломит — 40—100, кальцит — 0—40, форстерит — 0—20</p> <p>Кальцит — 40—80, форстерит — 20—40, доломит — 0—40</p>	<p>Кальцит, форстерит, шпинель, графит, диопсид белый, апатит, тремолит, сульфиды</p> <p>Флогопит, белый диопсид, шпинель, тремолит, апатит, сульфиды</p>	<p>Есть</p> <p>Есть</p>
<p><b>Магнезиально-силикатные породы</b> (Mg — 12—22,5%, CaO — 3,8—30%, SiO<sub>2</sub> — более 30%):</p> <p>кварц-диопсидовые до кварцитов с примесью диопсида</p>	<p>Диопсид — 10—95, кварц — 5—90, кальцит — 0—50</p>	<p>Апатит, полевые шпаты, сульфиды</p>	<p>Нет</p>
<p><b>Известково-силикатные породы:</b></p> <p>кальцит-кварцевые</p>	<p>Кальцит — 0—50, кварц — 50—90, диопсид — 0—30</p>	<p>Апатит, полевые шпаты, сульфиды</p>	<p>Нет</p>



щих пород, возникших вследствие наложения нескольких (по крайней мере — двух) этапов складчатости. Будинируются не только алюмосиликатные породы, но и сами мраморы. На это указывают резкие изменения мощностей отдельных слоев и пачек (чаще доломитовых). Наблюдаются крупные структуры нагнетания, резкие увеличения мощностей существенно кальцитовых, наиболее пластичных слоев и пропластков, т. е. налицо все признаки интенсивного перераспределения карбонатного материала. На примере наиболее многочисленных будинированных тел гранитного состава видно, что вместе с остроугольными и блоковыми формами будин часто встречаются будины линзовидной формы. Это говорит о том, что гранитные тела будинировались, будучи уже консолидированными, но еще сохранявшими некоторую пластичность. Будинируются все алюмосиликатные породы, включая ранние долазуритовые скарны, которые в отличие от постмагматических синлазуритовых скарнов, называются обычно скарнами магматического этапа. Исключение составляют только лазуритовые породы, которые несут слабые следы будинажа.

Необходимо подчеркнуть, что часть будинированных тел алюмосиликатных пород в разной степени замещены скаполит-диопсидовыми, флогопит-диопсидовыми или лазуритсодержащими скарнами. Процесс скарнирования наиболее интенсивно происходит в межбудинных пространствах и по тыловой части будин (относительно направления ее перемещения), где наиболее вероятно образование зон пониженных давлений (см. рисунок). При этом лазуритсодержащие скарны формируются преимущественно по мелким будинам и их обломкам (размером не более 0,5—1,0 м), в то время как крупные будины замещаются преимущественно диопсидовыми и скаполит-диопсидовыми скарнами.

Лазуритизированные тела алюмосиликатных пород приурочены к определенным пачкам пород, где наблюдается тонкое чередование доломитовых мраморов с кальцитовыми и форстеритовыми кальцифирами, а зоны метасоматически измененных мраморов с лазуритом — «лазуритоносные зоны» согласны с залеганием вмещающих мраморов и могут прослеживаться непрерывно на сотни метров. Например на Малобыстринском месторождении они имеют протяженность до 220 м; на Сары-Санг — 400—500 м; на Слюдянском — с перерывами, до 2—3 км, причем не зависимо от характера и расположения массивов интрузивных пород и разрыв-



Характер будинажа крупных тел гранитов и замещения их постмагматическими скарнами (зарисовка В. Н. Матонина, штольня 4, Малобыстринское месторождение, Юго-Западное Прибайкалье).

1 — граниты; 2 — скаполит-диопсидовые апогранитные скарны; 3 — лазуритсодержащие скарны по мелким обломкам будин гранитов; 4 — мраморы кальцит-доломитовые темно-серые; 5 — мраморы и форстеритовые кальцифиры белые; 6 — элементы залегания.



ных нарушений. Последние на лазуритовых месторождениях наблюдаются часто, но они более молодые по возрасту, чем лазуритовая минерализация.

Таким образом, структурно-тектонические особенности лазуритовых месторождений обусловили, с одной стороны, за счет будинажа большую площадь соприкосновения алюмосиликатных пород с известково-магнезиальными мраморами, что в немалой степени способствовало возникновению между ними биметасоматических реакций, а с другой — интенсивная дислокация гетерогенной по составу и физическим свойствам толщи вмещающих пород могла вызвать, наряду с перераспределением твердого вещества (пластическое течение), миграцию наиболее подвижной — флюидной фазы — отжатых из мраморов поровых растворов, насыщенных компонентами вмещающих пород, в частности серой. Возникавшие при дислокации вмещающей толщи градиенты давления обеспечивали миграцию флюида по ослабленным внутрипластовым зонам, согласным с общим напластованием, и межбужинным пространствам. Появление направленных потоков флюидов как раз и стимулировало возникновение биметасоматических реакций между алюмосиликатными и карбонатными породами.

В подтверждение таких выводов можно привести еще ряд фактов.

1. Геохимические исследования лазуритовых месторождений показали, что привнос вещества в толщу лазуритоносных мраморов осуществлялся только на этапе ультраметаморфизма путем внедрения тел гранитоидного состава. В более поздний период, в том числе и при лазуритообразовании, не отмечается привноса каких-либо экзотических компонентов, свидетельствующих о поступлении вещества извне. Аномально высокие содержания серы (до нескольких процентов) и стронция (до 1,5%), часто наблюдаемые в лазуритсодержащих породах, убедительно объясняются их мобилизацией из вмещающей толщи мраморов. На это указывают исследования изотопного состава серы [Виноградов, Лицарев, 1972] и стронция [Воробьев, 1976]. Относительно других элементов, входящих в состав лазуритсодержащих скарнов и самого лазурита, у большинства исследователей мобилизация их из вмещающих пород сомнений не вызывает. Этот же вывод мы считаем справедливым для натрия и хлора, которые, по мнению одних авторов, привносятся извне, по мнению других — мобилизовались из гипотетических эвапоритов.

Учитывая относительно небольшой вклад этих элементов в массу лазуритовых пород по сравнению с их количеством в исходных алюмосиликатных породах, можно уверенно заключить, что последние могли быть источником еще большего количества данных элементов.

2. Изучение микровключений флюидных реликтов в минералах лазуритовых пород показало [Воробьев, Матонин, 1980], что лазуритообразующий флюид отличался существенно сернистым составом. Элементарная сера занимает 50—60% объема первичных флюидных включений, а водный компонент играет подчиненную роль. Относительная маловодность («сухость») флюида подчеркивается большой редкостью вторичных газожидких включений (тысячные доли процента от количества первичных включений). Кроме того, собственно гидротермальная стадия на лазуритовых месторождениях проявлена очень слабо, да и та редкая низкотемпературная минерализация имеет более поздний и близповерхностный характер. Все это указывает на метаморфогенный источник лазуритообразующего флюида и нет необходимости привлекать «восходящие постмагматические растворы» из гипотетических гранитоидных магматических очагов, как это допускают отдельные исследователи [Коржинский, 1947; Хорева, 1955; Калинин, 1957; и др.].

3. Исследования твердых микровключений в синлазуритовых кальцитах [Воробьев, Матонин, 1980; Резницкий, Воробьев, 1980] показали, что в указанных кальцитах широко развиты закономерно ориентирован-



ные игольчатые и нитевидные микровключения пирита и марказита экссолюционной природы. Это подтверждает наше предположение, что в условиях высоких температур и давлений (например, в условиях гранулитовой фации метаморфизма) сера могла входить в изоморфной форме в структуру карбонатов и выделяться из них по мере снижения величин указанных параметров, насыщая регенерируемый метаморфогенный флюид.

4. Исследования температурных условий формирования лазуритовой минерализации позволили, как это уже отмечалось выше, установить, что вмещающие мраморы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Нагрев при этом достигал не менее 760—780°C [Воробьев, Матонин, 1980]. Лазуритсодержащие скарны сформировались на регрессивном этапе метаморфизма в температурном интервале 630—670°C [Воробьев, Матонин, 1980], отвечающем режиму амфиболитовой фации. При таких температурах мраморы обладали высокой пластичностью и разрывные нарушения в них образоваться не могли, поэтому миграция флюида осуществлялась только по межпластовым и внутрипластовым зонам трещиноватости. Эти зоны чаще всего и контролируют локализацию лазуритовой минерализации, обуславливая согласное залегание лазуритоносных пород относительно слоистости вмещающих мраморов.

Последовательность развития лазуритсодержащих комплексов в соответствии с изложенным представляется в следующем виде:

1) внедрение согласных или кососекающих жильных тел палингенных гранитов, сиенитов, аддитов и гранит-пегматитов в пластовые тела известково-магнезиальных мраморов, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации и содержащих первично-осадочную серу;

2) сложная пластическая деформация вмещающих мраморов при наложении нескольких этапов складчатости, приводившая к интенсивному будинажу тел гранитоидов и других алюмосиликатных пород, появлению отжатого из вмещающих пород серосодержащего флюида;

3) биметасоматическое взаимодействие тел алюмосиликатных пород с мраморами в согласных зонах миграции указанного флюида, приводившее к формированию постмагматических, в том числе и лазуритсодержащих, скарнов.

В общем виде процесс лазуритообразования представляется закономерным этапом развития толщи известково-магнезиальных мраморов, насыщенных будинированными телами алюмосиликатных пород. Стремление данной системы к химической гомогенизации частично осуществляется в зонах миграции метаморфогенного флюида путем реакционного взаимодействия между алюмосиликатными и карбонатными породами. Это взаимодействие из-за преобладания массы мраморов по существу представляло «растворение» алюмосиликатных тел в толще мраморов через последовательный ряд промежуточных реакционных образований (или метасоматических зон), в которых и формировалась лазуритовая минерализация.

Очень важно отметить, что метасоматическое замещение алюмосиликатных пород сопровождалось параллельным изменением вмещающих мраморов, т. е. формированием так называемых экзоскарнов. Иногда происходит полное замещение алюмосиликатных тел, и в этом случае обычная ассоциация эндо- и экзоскарнов состоит только из второго члена данной ассоциации. При этом на месте будины гранита в мраморе образуется зона кальцифира (кальцитовой породы с примесью форстерита, диопсида, флогопита и иногда вкрапленности лазурита). Контуры зоны данного кальцифира намного шире размеров исходного тела гранита, а его первичная форма иногда отчетливо выделена в виде тени с расплывчатыми контурами. Следовательно, участки мраморов с включениями лазуритовой минерализации (или «лазуритоносные зоны») представляют собой по сути метасоматические породы (или «зоны метасоматической проработки мрамора»).



моров»). Они образуют субпластовые согласные тела с неравномерно распределенной лазуритовой минерализацией. Обнаружение таких зон в толще вмещающих мраморов и их прослеживание является одной из главных задач при поисках и разведке лазуритовых месторождений. В то же время по визуальным признакам сделать это бывает трудно. Используя ряд способов (рассматривать их здесь не входило в задачу), позволяющих достаточно надежно фиксировать «лазуриносные зоны» даже в условиях скрытой лазуритовой минерализации на прибайкальских месторождениях, мы выявили действительную картину распределения лазурита, подтверждающую изложенную здесь генетическую концепцию.

Соглашаясь с гипотезой реакционно-метасоматической природы лазурита Д. С. Коржинского (1947), мы рассматриваем процесс лазуритообразования как единый закономерный этап в ходе регрессивного метаморфизма толщ известково-магнезиальных мраморов, подвергнутых мигматизации и интенсивной деформации. Источником вещества лазуритовых пород являлась вмещающая толща, а причиной развития процесса лазуритообразования послужило перераспределение компонентов в гетерогенной по составу системе.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. И., Лицарев М. А. Изотопный состав и некоторые особенности образования лазурита.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 267—282.
- 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. Новые данные по геологии и генезису лазуритовых месторождений Прибайкалья.— В кн.: Железо-магнезиальный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 149—157.
- Калинин П. В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье.— Тр. МГРИ, 1957, т. 31, с. 46—54.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 164 с.
- Лицарев М. А. Лазурит, его генезис и сырьевая база.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 87—94.
- Резницкий Л. Э., Воробьев Е. И. Экссолуционные микровключения сульфатов и сульфидов в кальците.— В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980, с. 122—127.
- Сенкевич Н. Н., Сенкевич Т. К. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Лазурит. Вып. 4. М., 1975. 49 с.
- Хорева Б. Я. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций одного лазуритового месторождения.— В кн.: Петрографический сборник № 1. М.: Гостеолтехиздат, 1955 с. 62—86.
- Kulke H. Die lapislazuli Lagerstätte Sare Sang. Geologie, Entstehung, Kulturgeschichte und Bergbau.— Afganistan Journal, 1976, Jg 3, N. 2.

А. И. СИЗЫХ

#### ГРАНАТЫ ДОКЕМБРИЯ БИРЮСИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

Бирюсинский метаморфический пояс слагают два разновозрастных комплекса [Сизых, Шафеев, 1976]. Наиболее древние образования его — комплекс основания — представлены бирюсинской серией архея. Породы, выделяемые в тепсинскую серию нижнего протерозоя, слагают верхний комплекс пояса.

В метаморфической эволюции докембрийских комплексов Бирюсинского метаморфического пояса различаются четыре этапа метаморфизма:



1) прогрессивный гранулитовый метаморфизм архейского комплекса би-рюсинской серии; 2) зональный дистен-силлиманитовый метаморфизм амфиболитовой фации тепсинской серии нижнего протерозоя, вызвавший диафторез архейского комплекса; 3) зональный андалузит-силлиманитовый метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации рифейских толщ Ийско-Туманшетского метаморфического пояса, обусловивший диафторез пород Бирюсинского метаморфического пояса; 4) локальный динамотермальный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в зонах разломов.

Петрологическое изучение минералов метаморфических пород проводилось для выявления  $PT$ -условий метаморфизма, закономерностей изменения компонентного состава и их фациальной принадлежности, а также с целью возможного использования граната как поделочного камня. В данной статье будет рассмотрено изменение состава граната из метапелитов, амфиболитов и пегматитов при зональном прогрессивном метаморфизме и диафторезе.

Гранат в метаморфических породах является одним из наиболее распространенных минералов и хорошим индикатором условий метаморфизма. Он встречается в различных типах пород и в большинстве субфаций андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового метаморфизма. Все изученные гранаты подразделяются на три группы: 1) гранаты из метапелитов — пироп-альмандинового ряда; 2) гранаты из метабазитов — пироп-гроссуляр-альмандинового ряда; 3) гранаты из пегматитов — пироп-спессартин-альмандинового ряда. Различия в компонентном составе гранатов в каждой группе определяются не только исходным составом «материнских» пород, но и степенью метаморфизма. Наиболее показательна в этом смысле эволюция состава гранатов из метапелитов.

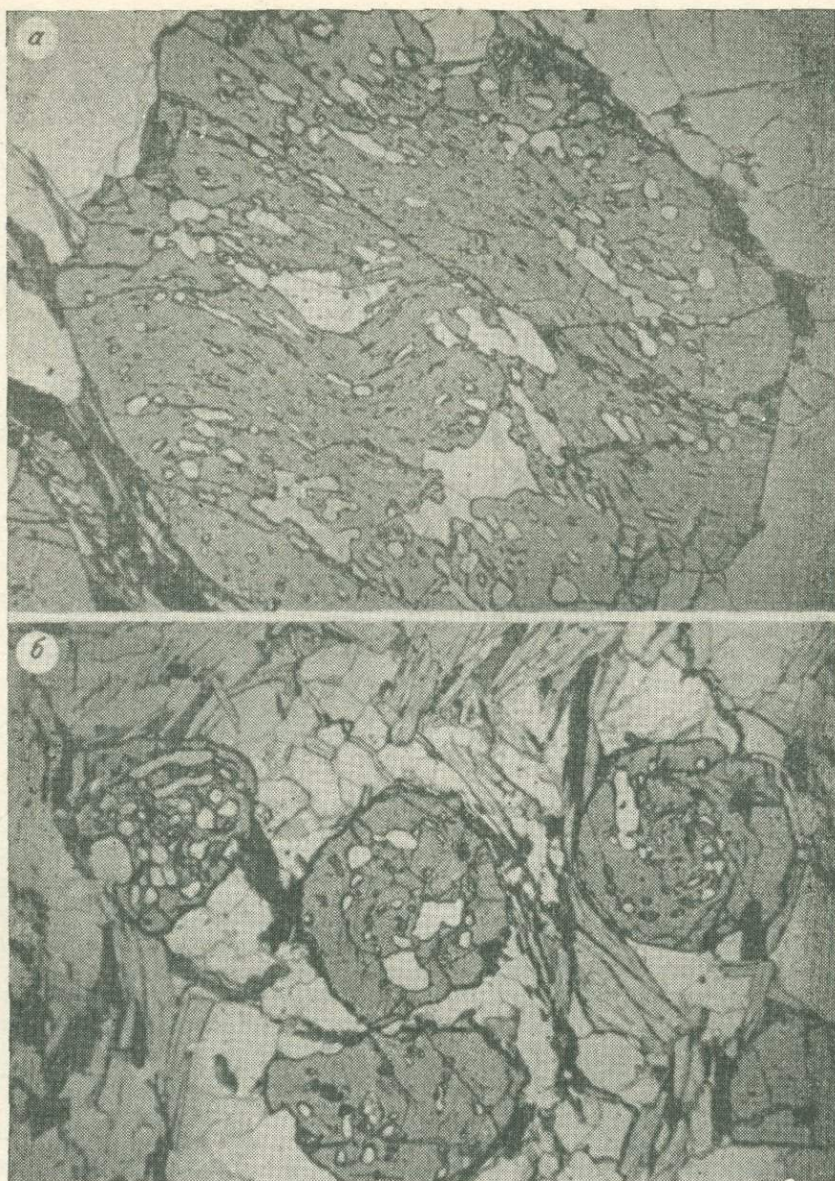
В амфиболитовой фации регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа в большинстве случаев образование граната происходит во время деформаций нижнепротерозойского этапа, а его перекристаллизация с изменением состава — при диафторезе. Деформация кварц-полевошпат-слюдистой породы придает им облик структур «снежного кома» (рис. 1). В гранатах отмечаются включения кварца, размер которых значительно меньше, чем за пределами граната. Эти наблюдения могут свидетельствовать о прогрессивном росте гранатов метаморфических пород [Раст, 1967], а следовательно, указывают на прогрессивный характер метаморфизма тепсинской серии. Состав гранатов этого типа приведен в табл. 1 (17—28 и 34—70). В ряде случаев в одной и той же породе тепсинской серии установлено наличие двух генетических типов гранатов — корродированного кварцем, интенсивно биотитизированного и хлоритизированного (охарактеризованный выше тип) и идиоморфного, находящегося в виде порфиробласт и сформировавшегося при диафторезе (см. табл. 1, 29—33, 71—75).

Гранаты в метапелитах тепсинской серии локализованы в двух субфациях — ставролит-дистен-альмандиновой и дистен-альмандин-мусковитовой субфации прогрессивного этапа метаморфизма имеют близкий компонентный состав, указывающий на сходные  $PT$ -условия их образования.

В зависимости от степени и интенсивности диафтореза метапелитов тепсинской серии изменяется и состав гранатов. Так, при диафторезе метапелитов ставролит-дистен-альмандиновой и дистен-альмандин-мусковитовой субфаций в условиях эпидот-амфиболитовой фации содержание пироба уменьшается от 18,7 до 8,6%, альмандина — увеличивается от 65,6 до 86,4%, а содержания спессартина, гроссуляра и андрадита не испытывают значительных колебаний.

Изучение прогрессивного регионального метаморфизма пород архейского комплекса Бирюсинского метаморфического пояса затруднено широким развитием диафтореза, получившего здесь повсеместное развитие.





Анализ петрологического материала показывает, что породы бирюсинской серии подверглись полиметаморфизму. Последнее подтверждается рядом фактов.

Во-первых, самая высокая степень метаморфизма пород комплекса основания, отмечаемая по реликтовым ассоциациям, соответствует гранулитовой фации. Но редкость нахождения таких парагенезисов среди биотитовых мигматитов амфиболитовой фации указывает на то, что амфиболитовый этап метаморфизма был проявлен регионально и оторван по времени от гранулитового.

Во-вторых, ввиду широкого и массового проявления регионального диафтореза типоморфные минералы и парагенезисы гранулитовой фации сохраняются в породах бирюсинской серии в редких случаях. При этом в двуцирконовоксеновых кристаллосланцах и гиперстен-гранат-биотитовых гнейсах гиперстен и диопсид замещаются роговой обманкой и биотитом с новообразованием граната (высокотемпературный диафторез).





Рис. 1. Структуры «снежного кома» в гранатах метapelитов Бирюсинского метаморфического пояса.

*a* — дистен-гранат-двуслюдяной гнейс, тепсинская серия, обр. 274, увел. 20, николи П;  
*b* — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, тепсинская серия, обр. 64<sup>a</sup>, увел. 14, николи П; *в* — мусковитизированный гранат-биотитовый мигматит, бирюсинская серия, обр. 877, увел. 20, николи П.

В-третьих, огромное влияние диафторез оказал на состав породообразующих минералов. Так, в парагенезисе с гиперстеном — типоморфным минералом гранулитовой фации — находится альмандиновый гранат (содержание пиропа до 20%). Совместное нахождение гиперстена с двумя биотитами различной фациальной принадлежности (гранулитовой и амфиболитовой) в одном образце отмечается Ю. М. Соколовым (1970). Это является прямым доказательством неравновесности сосуществующих минералов, находящихся в одном парагенезисе.

В связи с региональным проявлением мигматизации и гранитизации гранулитовые парагенезисы почти полностью превращены в ассоциации амфиболитовой фации. Пироп-альмандиновый гранат при этом интенсивно замещается биотитом, часто с образованием псевдоморфоз биотита по гранату. Изменение состава гранатов, подвергавшихся диафторезу, устанавливается четко. Все они в той или иной степени диафторированы, но тем не менее гранулитовая их природа не вызывает сомнений.

Гранаты гранулитовой фации, диафторированной в силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации ( $N = 1,780-1,799$ ;  $d = 3,87-3,95$ ;  $a = 11,521-11,532$ ;  $f = 62,0-74,5\%$ ;  $Alm = 53,8-69,4\%$ ;  $Pyr = 29,8-40,9\%$ ;  $Spess = 1,1-3,0\%$ ;  $Gross = 2,1-9,7\%$ ;  $Andr = 0,4-1,7\%$ ), и гранулитовой фации, диафторированной в дистен-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации ( $N = 1,787-1,809$ ;  $d = 3,94-3,97$ ;  $a = 11,536-11,558$ ;  $Alm = 59,1-79,2\%$ ;  $Pyr = 15,3-22,3\%$ ;  $Spess = 0,4-6,5\%$ ;  $Gross = 2,7-7,4\%$ ;  $Andr = 0,3-2,5\%$ ), заметно отличаются по компонентному составу и физическим свойствам. Так, содержание пиропы при диафторезе гранулитовой фации уменьшается с 40,9 до 13,0% (см. табл. 1), альмандин — увеличивается с 53,8 до 79,2%, спессартина — увеличивается с 1,1 до 6,5%. Пределы колебания в содержанииgrossуляра и андрадита широки, тем не менее выявляется общая закономерность в обогащении гранатов кальцием при диафторезе. Аналогичные явления в изменении компонентного состава



Состав гранатов метapelитов

№ п/п	Номер образца	Вес. %							
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Арх ейский комплекс Бирюсинского

*Гранулитовая фация, диафторированная в альмадин*

1	900	39,15	0,06	20,50	1,88	29,45	0,70	6,95	1,40
2	950	40,60	0,09	19,80	3,74	27,66	0,55	6,95	0,88
3	1099	39,90	0,07	19,40	5,34	25,86	1,20	6,88	1,26
4	27	40,50	0,52	20,60	4,05	22,55	1,19	6,94	3,50
5	115	40,60	0,05	21,10	5,80	21,33	0,56	9,05	1,26
6	387 <sup>a</sup>	38,10	0,17	20,80	1,72	33,59	0,98	3,67	1,12
7	387	40,50	0,24	19,60	5,39	28,45	0,75	3,41	1,40
8	695	38,70	0,15	19,60	5,93	29,34	0,19	3,71	2,24
9	628	43,25	0,12	19,38	1,83	24,15	2,00	6,23	2,88
10	404	40,20	0,18	19,60	5,90	25,29	2,40	3,88	2,24
11	1322	37,62	0,10	21,44	0,96	32,65	0,99	4,82	1,42
12	949	38,00	0,21	19,10	1,42	31,88	1,10	5,33	2,66
13	372	39,34	0,11	20,45	1,13	31,62	0,52	4,87	1,92
14	1005	39,50	0,12	19,40	1,21	31,19	0,85	4,26	3,27
15	31	40,20	0,49	19,00	1,25	30,35	0,95	4,38	3,09
16	928	39,60	0,14	19,30	1,19	32,81	1,90	3,15	2,12

Нижнепротерозойский комплекс Би

*Стаеолит-дистен-альмадиновая субфация, диафториро*

17	834	39,30	0,25	18,90	6,49	30,01	0,85	2,64	1,54
18	180	40,00	0,13	20,40	0,94	32,32	0,86	3,13	2,02
19	177	38,30	0,12	19,50	6,16	31,84	0,42	3,17	0,56
20	179	39,00	0,39	20,70	1,72	33,50	0,83	3,18	0,80
21	233	40,00	0,16	19,80	4,75	30,45	1,41	3,03	0,84
22	176	39,00	0,34	20,80	0,88	33,59	0,91	3,32	0,84
23	843	40,00	0,34	19,60	1,50	33,77	1,03	3,46	0,56
24	396	40,80	0,19	19,00	5,96	28,88	0,78	3,18	0,71
25	473	40,80	0,18	20,20	2,27	28,58	1,35	3,67	2,77
26	398	40,40	0,24	19,40	4,84	30,30	0,85	3,35	1,00
27	179 <sup>b</sup>	37,50	0,26	20,60	3,72	31,85	0,97	3,98	0,84
28	289	38,20	0,33	20,10	7,05	28,44	0,95	3,69	0,84
29	230	36,18	0,34	22,16	1,11	36,72	2,14	1,68	0,06
30	555	40,50	0,11	18,60	7,62	28,88	0,90	2,10	1,12
31	431	42,00	0,47	20,00	3,03	30,21	0,28	2,46	1,87
32	285	40,80	0,33	19,00	7,84	27,66	0,94	2,29	1,40
33	401	39,85	0,26	20,00	5,83	28,59	0,80	2,47	2,24

*Дистен-альмадин-мусковитовая субфация, диафториро*

34	64	39,80	0,78	20,20	1,17	34,12	0,77	2,79	1,12
35	91	38,70	0,35	19,40	4,38	32,99	0,30	2,64	1,12
36	1171	39,80	0,35	19,70	2,35	29,38	1,85	2,88	3,36
37	331	40,35	0,21	19,80	8,29	25,57	1,56	2,34	1,96
38	830	39,00	0,25	18,60	7,01	30,49	1,40	2,64	0,70
39	446	38,60	0,76	20,70	1,71	33,77	0,86	2,72	0,56
40	348	39,80	0,29	19,20	8,59	27,01	1,70	2,46	0,56
41	85	40,10	0,57	20,30	0,61	32,87	0,77	2,99	1,40
42	216	38,36	0,14	18,34	5,99	29,67	1,65	2,98	2,61
43	185 <sup>a</sup>	36,92	0,29	20,43	—	35,72	0,99	3,46	1,46
44	1308	36,90	0,66	20,47	0,67	33,10	0,86	3,66	3,27
45	88	38,30	0,11	19,00	3,86	34,36	0,46	3,15	0,56
46	397	38,80	0,31	19,50	4,04	31,10	1,00	3,16	1,68
47	784	40,60	0,22	19,60	3,49	28,45	1,80	3,02	2,38
48	490	39,60	0,31	20,80	0,94	30,89	0,61	3,29	3,37
49	416	39,80	0,43	20,50	0,87	31,97	0,89	3,23	2,24
50	387	39,00	0,23	20,00	5,00	30,50	1,05	3,07	1,12



Таблица 1

## Бирюсинского метаморфического пояса

Σ	N	d	α	f	Компонентный состав				
					Alm	Pyr	Spess	Gross	Andr
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20

## метаморфического пояса

*амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях*

100,09	1,799	3,94	11,532	71,5	66,5	28,0	1,6	3,5	0,4
100,27	1,790	3,95	11,522	71,5	66,4	29,8	1,2	2,2	0,4
99,91	1,782	3,90	11,524	71,5	63,3	30,0	3,0	2,9	0,8
99,85	1,789	3,87	11,527	68,0	55,8	30,1	2,7	9,7	1,7
99,75	1,780	3,90	11,521	62,0	53,8	40,9	1,2	3,7	0,7
100,15	1,809	3,94	11,536	84,4	79,2	15,3	2,5	2,7	0,3
99,74	1,809	3,94	11,536	84,6	77,1	16,4	2,0	4,1	0,4
99,85	1,787	3,96	11,557	94,3	75,2	17,0	0,5	6,2	1,1
99,84	1,791	3,97	11,558	70,0	59,1	27,1	4,9	7,4	1,5
99,69	1,799	3,96	11,549	81,8	67,5	18,3	6,5	5,2	2,5
99,96	—	—	—	79,8	73,8	19,7	2,1	3,0	1,4
99,70	1,797	3,95	11,538	78,0	70,1	20,9	1,5	6,5	1,0
99,92	1,806	3,96	11,537	78,8	73,3	20,0	1,1	4,5	1,1
99,80	1,782	3,90	11,534	81,2	71,2	17,4	1,9	9,1	0,4
99,71	1,783	3,86	11,538	80,2	70,5	18,2	2,3	9,2	0,8
100,21	1,805	3,97	11,530	85,8	76,5	13,0	4,5	5,4	0,6

## рюсинского метаморфического пояса

*ванная в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях*

99,98	1,800	3,98	11,537	88,6	82,0	12,3	2,3	2,7	0,7
99,80	1,801	3,96	11,534	85,9	78,5	13,5	1,8	6,0	0,2
100,07	1,799	3,94	11,532	87,0	83,1	13,7	1,2	1,6	0,4
100,12	1,811	3,94	11,532	86,2	82,1	13,7	1,8	2,0	0,4
100,44	1,813	4,07	11,535	86,6	79,8	13,9	3,5	1,7	1,1
99,68	1,798	3,94	11,531	85,4	81,3	14,3	2,2	1,7	0,5
100,26	1,800	4,02	11,532	85,1	81,0	14,9	2,5	1,3	0,3
99,90	1,809	3,96	11,531	86,0	80,0	15,5	2,1	2,0	0,4
99,82	1,792	3,96	11,538	82,5	71,6	16,4	3,4	7,0	1,6
100,38	1,810	4,01	11,530	85,5	79,0	15,5	2,2	3,1	0,2
99,72	1,808	3,94	11,533	83,1	78,1	17,2	2,2	2,1	0,4
99,60	1,808	4,03	11,527	84,2	77,0	17,7	2,5	2,4	0,4
100,39	—	—	—	92,5	80,5	10,0	7,5	1,7	0,5
99,83	1,813	3,99	11,538	90,6	82,7	10,8	2,6	3,1	0,8
100,33	1,804	4,06	11,540	88,4	81,5	11,7	0,8	4,8	1,2
100,26	1,813	3,96	11,533	88,2	80,0	12,0	2,6	4,5	0,9
100,24	1,807	3,96	11,540	88,5	78,1	12,0	2,1	6,1	1,7

*ванная в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях*

99,95	1,807	4,00	11,534	87,8	82,5	12,1	1,8	3,2	0,4
99,88	1,805	3,98	11,532	87,5	84,0	12,2	0,4	2,7	0,7
99,67	1,808	4,00	11,549	86,0	72,8	12,3	4,5	9,3	11,1
100,08	1,808	4,05	11,545	89,0	75,9	12,2	4,5	6,0	1,3
100,09	1,810	4,04	11,539	88,9	81,5	12,4	4,0	1,6	0,5
99,68	1,808	4,01	11,528	87,0	82,5	13,0	2,4	1,7	1,0
99,61	1,808	4,00	11,533	88,9	79,8	13,0	4,9	1,3	1,0
99,91	1,806	3,94	11,539	86,5	80,6	13,1	1,9	4,1	0,3
99,74	1,811	3,98	11,532	87,0	74,3	13,4	4,1	6,7	1,5
100,20	—	—	—	85,5	80,0	13,8	2,2	3,2	0,8
99,59	—	—	—	84,1	74,8	13,7	2,0	7,6	1,9
99,81	1,806	3,95	11,528	87,0	83,3	13,8	1,1	1,4	0,4
99,59	1,812	4,05	11,538	86,0	78,5	14,0	2,2	4,5	0,8
99,62	1,806	4,01	11,552	85,5	73,5	14,0	4,6	7,0	0,8
99,81	1,812	3,99	11,557	84,3	74,2	14,2	1,4	6,9	3,3
100,02	1,799	3,89	11,550	85,0	76,8	14,2	2,2	6,4	0,4
99,97	1,809	4,00	11,539	86,5	79,5	14,3	2,7	2,7	0,8



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
51	1308 <sup>a</sup>	36,66	0,20	18,73	0,70	36,00	0,69	3,91	2,58
52	919	38,50	0,11	19,70	7,35	28,96	0,38	3,00	1,40
53	24	39,00	0,14	21,10	7,01	28,38	0,56	2,93	1,12
54	1309	37,12	0,15	19,75	0,95	30,60	4,48	3,89	3,27
55	345	38,80	0,33	19,60	1,63	34,25	1,10	3,72	0,60
56	89	39,60	0,36	19,80	7,92	28,45	0,94	3,09	0,84
57	361	37,80	0,30	20,20	6,17	29,58	1,05	3,47	1,16
58	274	39,80	0,13	19,20	6,75	29,02	0,45	3,28	1,40
59	90	40,80	0,21	19,60	4,83	26,65	2,37	3,35	1,82
60	174	41,60	0,42	19,60	6,24	26,70	0,72	3,06	1,44
61	206	39,38	0,32	20,74	7,65	26,57	0,65	3,33	1,08
62	781	41,60	0,19	20,60	1,50	25,14	2,70	3,70	4,77
63	383	37,80	0,30	19,80	5,78	29,79	1,28	3,60	1,40
64	548	40,60	0,27	19,20	2,94	30,02	0,81	3,87	2,11
65	347	38,90	0,34	19,60	2,01	32,90	1,00	4,10	0,98
66	846	39,00	0,10	18,60	7,13	30,67	0,75	3,71	0,28
67	918	38,60	0,14	19,10	7,53	28,37	0,90	3,82	2,10
68	66	38,95	0,18	20,40	2,88	28,01	2,78	4,32	2,38
69	541	38,60	0,22	19,40	3,74	28,88	1,89	4,36	2,58
70	797	40,00	0,20	21,80	3,43	28,09	1,19	4,71	0,56

*Дистен-альмандин-мусковитовая субфация,*

71	58	38,60	0,31	19,00	3,29	32,11	2,06	2,06	2,80
72	449	41,25	0,12	19,74	3,16	27,23	0,56	1,95	5,70
73	25	39,90	0,20	21,00	1,80	34,12	0,74	2,38	0,56
74	356	38,80	0,24	19,90	6,30	29,16	1,65	2,29	1,54
75	1166	36,70	0,17	19,70	3,36	34,36	0,49	2,70	2,23

Примечание. *d* — удельный вес граната; *a* — параметр ячейки граната, *N* — пока-  
титовый мигматизированный гнейс, обр. 900, бассейн р. Уды в устье р. Хайламы; 2 — гранат-био-  
лит; 3 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 1099, бассейн р. Нерой II, в 4,5 км на северо-восток от  
рек Шельмы и Медвежий Лог, в 4,0 км на запад от устья р. Медвежий Лог; 5 — гранат-биотитовый  
тотый мигматизированный гнейс, обр. 387<sup>a</sup>, бассейн р. Слюдянки, в 0,7 км на северо-восток от ее  
на северо-восток от ее устья; 8 — гранат-биотитовый мигматит, обр. 695, водораздел рек Желос  
и обр. 628, истоки р. Верхней Алаши, в 1,6 км на восток от стрелки первых ключей; 10 — гранат-  
на северо-восток от уч. Трудового; 11 — гранат-биотит-гиперстеновый гнейс, обр. 1322, бассейн  
обр. 949, бассейн р. Малой Бируссы, в 5,5 км выше устья р. Белой; 13 — гранат-биотитовый муско-  
гранат-биотитовый мигматизированный и мусковитизированный гнейс, обр. 1005, бассейн р. Шель-  
Лог; 16 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 928, бассейн р. Малой Бируссы, в 2,0 км выше устья Джу  
выше устья р. Самолячей; 18 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 180, бассейн  
водораздел рек Нижней Нерсы и Болотной; 20 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец,  
сланец, обр. 233, водораздел рек Прямой Мурки и Кривой Мурки; 22 — ставролит-дистен-гранат-  
двуслюдяной сланец, обр. 843, бассейн р. Тагул, в 2,0 км выше устья р. Самолячей; 24 — ставролит-дистен-  
гранат-биотитовый гнейс, обр. 473, бассейн р. Нерой I, в 2,6 км от ее устья; 26 — ставролит-дистен-  
гранат-двуслюдяной сланец, обр. 179в, бассейн р. Нижней Нерсы в  
сы и Болотной, хр. Гутарский; 29 — гранат-двуслюдяной сланец, обр. 230, водораздел рек Нерой I  
сланец, обр. 555, уч. Водораздел у вершины с отм. 1321,0 м; 31 — ставролит-дистен-гранат-дву-  
слюдяной сланец, обр. 285, хр. Гутарский, истоки р. Нижней  
скит; 34 — дистен-гранат-мусковитовый сланец, обр. 64, бассейн р. Нижней Тессы, в 4,5 км выше  
на юго-запад от устья руч. Аэродромного; 36 — дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 331, бас  
водораздел рек Гутары и Тагульской; 39 — дистен-гранат-двуслюдяной гнейс, обр. 446, бассейн  
бассейн р. Гутары, в 1,2 км выше устья р. Тагульской; 41 — дистен-гранат-двуслюдяной сланец,  
вый гнейс, обр. 216, водораздел рек Нижней Тессы и Верхней Тессы, уч. Теспа, жила № 14; 43 —  
са; 44 — гранат-биотит-дистеновый бластомилонит, обр. 1308, бассейн р. Большой Бируссы, в 0,6 км  
Бируссы, в 1,8 км на запад от устья р. Шельмы; 46 — дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 389,  
двуслюдяной гнейс, обр. 784, бассейн р. Гутары, в 3,0 км выше устья р. Нижней Ермы; 48 — дистен-гранат-  
двуслюдяной сланец, обр. 416, бассейн р. Большой Бируссы, в 1,0 км на юго-  
р. Гутары, в 3,0 км от устья руч. Клыуза; 51 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной гнейс, обр. 1308,  
гнейс, обр. 919, бассейн р. Малой Бируссы, в 3,5 км ниже уч. Нуоруйского; 53 — дистен-гранат-  
водораздел рек Нижней Тессы и Верхней Тессы, уч. Свита жил; 55 — дистен-гранат-двуслюдяной  
ной сланец, обр. 89, бассейн р. Большой Бируссы, в 1,6 км на северо-запад от устья р. Шельмы;  
устья; 58 — дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 274, истоки р. Голумбей, хр. Гутарский; 59 —  
Аэродромного; 60 — гранат-дистен-мусковитовый гнейс, обр. 174, водораздел рек Нижней Тессы  
обр. 206, водораздел рек Шельмы и Нижней Тессы, в 1,3—1,5 км на север от уч. Водораздел; 62 —  
гранат-двуслюдяной сланец, обр. 383, бассейн р. Тагул, уч. Тагульской; 64 — дистен-гранат-  
обр. 347, бассейн р. Гутары, в 1,2 км ниже устья р. Решет; 66 — дистен-гранат-двуслюдяной сланец,  
гнейс, обр. 918, бассейн р. Малой Бируссы, в 3,0 км ниже уч. Нуоруйского; 68 — дистен-гранат-  
от вершины с отм. 1321,0 м; 69 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 541, водораздел рек Шельмы и  
слюдяной гнейс, обр. 797, бассейн р. Гутары, в 2,4 км выше устья р. Решет; 71 — гранат-биотито-  
вый гнейс, обр. 449, бассейн р. Большой Бируссы, в 1,8 км на северо-запад от устья р. Нерой I;  
4,5 км на северо-запад от устья р. Медвежий Лог; 74 — силлиманит-дистен-гранат-двуслюдяной  
гнейс, обр. 1166, водораздел рек Гутары и Тагульской, в 2,3 км на юго-запад от устья р. Решет.  
выполнены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР Н. Г. Таскиной, Г. В. Бондаревой; 8, 9,  
тории ИГУ аналитиками Т. Н. Железновой, Н. Е. Филипповой, А. Ф. Жокиной; 29, 43 — из кол-  
В. Д. Дугровой и М. Э. Ермолаевой, 11, 44, 51 и 54 — из коллекции Ю. М. Соколова (1970), вы-  
нен В. А. Ширяевой, СибГЕОХИ СО АН СССР.



11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
99,72	—	—	—	83,8	77,3	14,4	4,5	5,0	1,7
99,77	1,800	4,01	11,528	87,2	79,3	14,5	1,2	3,7	1,3
100,24	1,807	4,00	11,525	87,4	80,0	14,6	1,7	3,3	0,4
100,21	—	—	—	82,0	66,6	14,9	10,1	6,2	2,2
100,03	1,806	3,94	11,530	84,5	80,0	15,4	1,7	2,3	0,6
99,94	1,805	3,96	11,523	86,4	79,2	15,4	2,5	2,0	0,9
99,73	1,802	3,94	11,534	85,0	77,5	16,5	2,8	3,0	0,5
100,03	1,797	4,00	11,535	85,7	78,4	16,0	1,2	3,6	0,8
99,63	1,805	3,96	11,542	84,0	71,7	16,0	6,1	5,4	0,8
99,88	1,83	3,98	11,537	85,3	76,5	16,1	2,2	4,3	0,9
99,72	1,806	3,99	11,534	85,0	76,7	17,2	1,8	3,8	0,5
100,20	1,787	3,94	11,574	80,0	62,1	16,5	6,5	3,1	2,8
99,75	1,806	3,94	11,535	84,5	75,7	16,6	3,1	3,8	0,8
99,82	1,812	4,00	11,538	82,5	74,8	17,0	1,9	5,5	0,8
99,83	1,807	3,94	11,529	82,5	78,0	17,2	2,1	2,3	0,4
100,24	1,804	4,00	11,526	84,8	80,0	17,3	1,9	0,6	0,2
99,96	1,799	4,03	11,545	83,8	73,3	17,7	2,3	5,1	1,6
99,90	1,806	3,98	11,548	80,0	67,8	18,3	6,6	6,5	0,8
99,67	1,802	3,94	11,542	80,5	69,1	18,7	4,7	4,6	2,9
99,98	1,807	3,89	11,531	78,8	73,1	21,9	3,2	1,4	0,4

## диафторированная в зеленосланцевой фации

100,13	1,808	4,01	11,550	90,7	77,6	8,6	5,0	8,1	0,7
99,81	1,810	4,00	11,565	89,5	70,4	9,1	1,6	16,9	2,0
100,10	1,810	3,97	11,529	89,4	86,4	10,8	1,4	1,1	0,3
99,78	1,809	4,01	11,537	89,4	79,3	10,9	4,4	4,6	0,8
99,71	1,809	3,96	11,539	88,5	81,5	11,6	1,1	5,0	0,8

затель преломления граната, общая железистость  $f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%$ . 1 — гранат биотитовый мигматизированный гнейс, обр. 950, бассейн р. Малой Вируссы, в 6,5 км выше устья р. Бечу. Верхнеройского; 4 — мусковитизированный гранат-биотитовый гнейс, обр. 27, водораздел мигматизированный гнейс, обр. 115, бассейн р. Большой Вируссы, уч. Нерой II; 6 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 387, бассейн р. Слодянки, в 0,6 км Варбитай, в районе вершины с отг. 1615,0 м; 9 — гранат-биотитовый мигматизированный гнейс, биотитовый мигматизированный и мусковитизированный гнейс, обр. 404, хр. Слодянский, в 3,0 км р. Большой Вируссы, в районе уч. Нерой II; 12 — гранат-биотитовый мигматизированный гнейс, витизированный гнейс, обр. 372, бассейн р. Шельмы, в 0,5 км на север от устья р. Слодянки; 14 — мы, в районе уч. Шельминского; 15 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 31, бассейн р. Медвежий голяк; 17 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 834, бассейн р. Тагул, в 2,0 км р. Нижней Нерсы в районе колена; 19 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 177, обр. 179, бассейн р. Нижней Нерсы в районе колена; 21 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной двуслюдной сланец, обр. 176, водораздел рек Нижней Нерсы и Болотной; 23 — гранат-двуслюдной гранат-двуслюдной сланец, обр. 396, бассейн р. Тагул, в 0,8 км ниже устья р. Лариной; 25 — гранат-двуслюдной сланец, обр. 398, бассейн р. Тагул, в 2,0 км на северо-запад от устья р. Лариной в районе колена; 28 — ставролит-гранат-двуслюдной сланец, обр. 289, водораздел рек Нижней Нерсы и Аэродромной, в 2,3 км на запад от устья р. Нерой I; 30 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной дной сланец, обр. 431, бассейн р. Тагул, в 1,0 км выше устья Правой Отбойной илевой Отбойной; Нерсы; 33 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной сланец; обр. 401, бассейн р. Тагул, уч. Ларинские устья; 35 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 91, бассейн р. Большой Вируссы, в 0,7 км сеин р. Гутары, в 3,0 км выше устья р. Ензы; 38 — дистен-гранат-двуслюдной гнейс, обр. 830, р. Уды, в 1,2 км выше устья р. Большой Шиты; 40 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 348, обр. 85, бассейн р. Большой Вируссы, в 3,0 км на запад от устья р. Шельмы; 42 — гранат-биотитогранат-двуслюдной сланец, обр. 185<sup>a</sup>, водораздел рек Нижней Тессы и Верхней Тессы, уч. Тессы ниже устья р. Шельмы; 45 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 86, бассейн р. Большой бассейн р. Тагул, в 3,5 км ниже устья р. Малый Тагул; 47 — силлиманит-дистен-гранат-двуслюдной двуслюдной сланец, обр. 490, бассейн р. Малой Вируссы, в 2,5 км выше устья руч. Нюруй; запад от устья руч. Аэродромного; 50 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 387, бассейн бассейн р. Большой Вируссы, в 0,6 км ниже устья р. Шельмы; 52 — дистен-гранат-двуслюдной двуслюдной сланец, обр. 24, истоки р. Медвежий Лог; 54 — гранат-биотитовый гнейс, обр. 1309, сланец, обр. 345, бассейн р. Гутары, в 0,3 км ниже устья р. Рещет; 56 — дистен-гранат-двуслюдной 57 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 361, бассейн р. Малый Тагул, в 1,0 км ниже его дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 90, бассейн р. Большой Вируссы, в 1,0 км выше устья руч. и Верхней Тессы, в 1,8 км на юго-восток от жили № 14; 61 — гранат-мусковитовый гнейс, гранат-биотитовый гнейс, обр. 781, бассейн р. Гутары, в 1,5 км выше устья р. Ермы; 63 — дистен-двуслюдной сланец, обр. 548, истоки р. Медвежий Лог; 65 — дистен-гранат-двуслюдной сланец, обр. 846, бассейн р. Тагул, в 1,0 км выше устья р. Лариной; 67 — дистен-гранат-двуслюдной двуслюдной гнейс, обр. 66, водораздел рек Шельмы и Нижней Тессы, в 2,5 км на северо-запад Верхней Нерсы, в 4,5 км на северо-восток от устья р. Березовой; 70 — силлиманит-дистен-двуслюдной гнейс, обр. 58, водораздел Нижней Тессы и Верхней Тессы, уч. Тессы; 72 — гранат-биотитогранат-двуслюдной мусковитовый сланец, обр. 25, водораздел рек Шельмы и Медвежий Лог, в сланец, обр. 356, бассейн р. Малый Тагул, в 3,0 км от его устья. 75 — дистен-гранат-двуслюдной Анализы 1—7, 10, 12, 14—18, 20—28, 30—34, 36—41, 46—50, 53, 55, 57—59, 62—68, 71, 73, 74 13, 19, 35, 45, 52, 56, 60, 61, 69, 70, 72, 75 выполнены в центральной химико-технической лаборатории В. Я. Хилтовой (1964), выполнены в химической лаборатории ЛАГЕД АН СССР полнены в химической лаборатории ЛАГЕД АН СССР; 42 — из коллекции М. П. Глебова, выпол-



Состав гранатов метабазитов Бирюсин

№ п/п	Номер образца	Вес. %								
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ
<i>Гранулитовая фация, диафторированная</i>										
1	631	42,10	0,41	19,38	1,35	23,87	1,50	3,94	7,57	100,12
<i>Ставролит-дистен-</i>										
2	854	40,80	0,67	20,50	0,84	25,68	1,69	3,68	6,17	100,03
<i>Дистен-альмандин-</i>										
3	560	42,25	0,96	19,00	1,96	22,27	1,69	2,03	10,09	100,25
4	621	36,62	0,23	19,36	4,99	27,68	0,50	2,92	7,49	99,79
5	58	40,00	0,36	20,20	2,32	24,08	1,45	2,98	9,00	100,39
6	619	38,68	0,37	18,63	4,36	22,61	1,41	3,45	10,34	99,85
7	716	37,98	0,20	19,00	6,66	19,88	1,76	4,13	10,30	99,91

Примечание. 1 — гранатовый амфиболит, обр. 631, истоки р. Верхней Алаши, в 2,4 км ниже устья р. Самолячей; 3 — гранатовый амфиболит, обр. 560, водораздел рек Верхней Верхней Тепсы; 5 — гранатовый амфиболит, обр. 58, водораздел рек Нижней Тепсы и Верхней ней Тепсы, уч. Свита жил. Анализ 1 выполнен в центральной химико-технологической лаборатории СО АН СССР Н. Г. Таскиной, Г. В. Вондаревой; 4, 6 и 7 — в ИГиГ СО АН СССР В. А. Ширяевой.

гранатов гранулитовой фации при диафторезе отмечала Г. М. Другова [Другова, Бугрова, 1964] на Алданском щите, В. Я. Хильтова и И. Н. Крылов (1964) в центральной части Восточного Саяна.

Таким образом, в архейском комплексе (бирюсинская серия) гранаты являются полиметаморфическими — реликтовыми гранулитовыми и вторичными, связанными с повторным метаморфизмом, что и нашло свое отражение в их составе. В зависимости от полноты перестройки состава граната в процессе диафтореза содержания пиропы, альмандина, спессартина и гроссуляра варьируют в широком диапазоне. Например, наиболее низкомagneзиальные гранаты гранулитовой фации (см. табл. 1, 14—16) по этому признаку вполне сходны с гранатами тепсинской серии, но в отличие от последних они характеризуются пониженным содержанием спессартина.

Тенденция к изменению компонентного состава с повышением степени метаморфизма отмечается в гранатах из метабазитов. Так, в гранатах метабазитов тепсинской серии (табл. 2) ставролит-дистен-альмандиновой субфации ( $N = 1,739$ ;  $d = 3,94$ ;  $a = 11,618$ ;  $f = 80,0\%$ ;  $Alm = 61,5\%$ ;  $Pyr = 15,8\%$ ;  $Spess = 4,0\%$ ;  $Gross = 18,3\%$ ;  $Andr = 0,4\%$ ) и дистен-альмандин-мусковитовой субфации ( $N = 1,793-1,804$ ;  $d = 3,89-3,91$ ;  $a = 11,596-11,620$ ;  $f = 77,9-86,3\%$ ;  $Alm = 47,1-64,2\%$ ;  $Pyr = 12,1-17,3\%$ ;  $Spess = 1,0-4,3\%$ ;  $Gross = 19,5-26,4\%$ ;  $Andr = 2,1-5,7\%$ ) содержание альмандина уменьшается от 61,5 до 47,1%, пиропы — увеличивается от 15,8 до 17,3%, спессартина — уменьшается от 4,0 до 1,0%, гроссуляра и андрадита — увеличивается от 18,3 до 26,4%. Гранаты ставролит-дистен-альмандиновой субфации ( $N = 1,792-1,813$ ;  $d = 3,94-4,07$ ;  $a = 11,527-11,538$ ;  $f = 82,0-88,6\%$ ;  $Alm = 65,6-83,1\%$ ;  $Pyr = 12,3-17,7\%$ ;  $Spess = 1,2-3,5\%$ ;  $Gross = 1,3-13,5\%$ ;  $Andr = 0,2-1,60\%$ ) и ставролит-дистен-альмандиновой субфации, диафторированной в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях ( $N = 1,804-1,813$ ;  $d = 3,96-4,05$ ;  $a = 11,533-11,540$ ;  $f = 88,2-92,5\%$ ;  $Alm = 76,0-82,7\%$ ;  $Pyr = 10,0-12,0\%$ ;  $Spess = 0,8-7,5\%$ ;  $Gross = 1,7-10,6\%$ ;  $Andr = 0,5-1,7\%$ ) обладают сходным компонентным составом, тем не менее отличаются по содержанию пиропы и спессартина.



## ского метаморфического пояса

N	d	a	f	Компонентный состав					
				Alm	Pyr	Spess	Gross	Andr	
<i>в эпидот-амфиболитовой фации</i>									
1,783	3,89	11,617	82,8	59,2	13,0	3,7	22,7	1,4	
<i>альмандиновая субфация</i>									
1,793	3,94	11,618	80,0	61,5	15,8	4,0	18,0	0,7	
<i>мусковитовая субфация</i>									
1,783	3,89	11,621	87,1	55,2	8,8	4,2	28,8	3,0	
1,804	3,89	11,596	86,3	64,2	12,1	1,0	19,5	3,2	
1,784	3,90	11,616	83,3	57,1	12,3	3,6	24,9	2,1	
1,796	3,91	11,620	81,2	52,4	13,9	3,1	26,4	4,2	
1,793	3,91	11,619	77,9	47,1	17,3	4,3	25,6	5,7	

1,0 км на восток от стрелки первых ключей; 2 — гранатовый амфиболит, обр. 854, бассейн Тагула, Нерсы и Медвежий Лог; 4 — гранат-амфиболовый гнейс, обр. 621, водораздел Нижней Тессы и Тессы, уч. Тесса; 6 — гранат-амфиболовый гнейс, обр. 716, водораздел рек Нижней Тессы и Верх-ИГУ Н. Е. Филипповой и А. Ф. Жокиной; 2, 3 и 5 выполнены в химической лаборатории ИЗК

Гранаты из метapelитов дистен-альмандин-мусковитовой субфации ( $N = 1,787-1,812$ ;  $d = 3,89-4,05$ ;  $a = 11,525-11,574$ ;  $f = 80,0-88,9\%$ ;  $Alm = 62,1-84,0\%$ ;  $Pyr = 12,1-18,7$ ;  $Spess = 0,4-10,1\%$ ;  $Gross = 1,4-15,1\%$ ;  $Andr = 0,3-2,9\%$ ) и дистен-альмандин-мусковитовой субфации диафорированной в эпидот-амфиболитовой фации ( $N = 1,808-1,810$ ;  $d = 3,96-4,01$ ;  $a = 11,529-11,563$ ;  $f = 88,5-90,7\%$ ;  $Alm = 70,4-86,4\%$ ;  $Pyr = 8,6-11,6\%$ ;  $Spess = 0,3-5,0\%$ ;  $Gross = 1,4-16,9\%$ ;  $Andr = 0,7-2,0\%$ ) различаются по компонентному составу незначительно, только по содержанию пиропы и спессартина.

Тенденция к изменению состава с повышением степени метаморфизма от ставролит-дистен-альмандиновой к дистен-альмандин-мусковитовой субфации, отмечаемая в гранатах тепсинской серии, очень слабая. Нет резких различий между гранатами выделенных субфаций и по физическим свойствам (показатель преломления, удельный вес и параметр ячейки).

В метабазитах бирюсинской серии так же, как и в метapelитах, отмечается наличие минимум двух генетических типов гранатов: реликтового, интенсивно корродированного, и идиоморфного новообразованного. Для выявления каких-либо закономерностей в изменении состава гранатов метабазитов при диафорезе пока недостаточно петрологических данных. Следует отметить, что диафорез несомненно оказывает существенное влияние на состав граната.

Гранаты из слюдоносных пегматитов (табл. 3) Бирюсинского метаморфического пояса дистен-альмандин-мусковитовой субфации ( $N = 1,802-1,814$ ;  $d = 3,96-4,02$ ;  $a = 11,550-11,554$ ;  $f = 79,5-87,7\%$ ;  $Alm = 61,5-74,2\%$ ;  $Pyr = 12,4-24,8\%$ ;  $Spess = 2,1-10,8\%$ ;  $Gross = 2,1-9,2\%$ ;  $Andr = 0,9-1,5\%$ ) и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации ( $N = 1,803-1,818$ ;  $d = 4,01-4,03$ ;  $a = 11,556-11,568$ ;  $f = 83,2-91,8\%$ ;  $Alm = 46,0-62,5\%$ ;  $Pyr = 6,4-14,9\%$ ;  $Spess = 5,8-22,4\%$ ;  $Gross = 5,6-29,1\%$ ;  $Andr = 0,7-7,0\%$ ) по количественному составу очень близки гранатам метapelитов нижнепротерозойского комплекса. Отличительной их чертой является повышенное содержание спессартина (до 22,4%), гроссуляра (до 29,1%) и андрадита.

Таким образом, обобщая результаты изучения гранатов метapelитов, метабазитов и пегматитов Бирюсинского метаморфического пояса, мета-



Таблица 3

## Состав гранатов слюдоносных пегматитов Бирюсинского метаморфического пояса

№ п/п	Номер образца	Вес. %									N	d	a	f	Компонентный состав				
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ					Alm	Pyx	Spess	Gross	Andr
<i>Ставролит-дистен-альмандиновая субфация</i>																			
1	591	39,00	0,17	20,30	0,79	28,20	9,40	2,35	Сл.	100,21	1,810	3,89	11,566	87,2	67,4	9,9	22,7	—	—
<i>Дистен-альмандин-мусковитовая субфация</i>																			
2	621	37,34	0,18	19,45	6,27	29,24	1,64	2,79	2,92	99,83	1,811	4,02	11,550	87,7	74,2	12,4	4,1	7,8	1,5
3	566	37,28	0,14	18,51	5,90	27,50	4,48	4,01	1,90	99,72	1,814	4,01	11,552	82,3	61,5	17,2	10,8	9,2	1,3
4	561	38,30	0,02	19,60	10,34	24,92	0,76	4,99	0,84	99,77	1,802	3,96	11,554	79,5	70,1	24,8	2,1	2,1	0,9
<i>Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация</i>																			
5	114	39,55	—	19,60	4,80	22,63	8,35	1,36	3,28	99,57	1,803	4,02	11,556	91,8	60,0	6,4	22,4	10,0	1,2
6	205	39,70	0,19	20,45	5,19	26,85	2,45	2,55	2,45	99,83	1,812	4,01	11,562	87,5	72,8	12,2	6,6	7,0	1,4
7	52	36,62	0,16	19,02	6,89	23,70	7,50	3,34	2,63	99,85	1,818	4,01	11,560	83,3	58,7	14,6	18,7	6,6	1,4
8	766	37,12	0,16	18,34	6,27	24,42	7,24	3,44	2,78	99,77	1,812	4,02	11,568	83,2	59,2	14,7	17,5	7,2	1,4
9	729	36,40	0,13	19,87	5,06	26,33	6,80	3,51	2,21	99,71	1,816	4,03	11,566	83,2	62,5	14,9	16,3	5,6	0,7

Примечание. 1 — плагиоклаз-микроклиновый пегматит, обр. 591, водораздел рек Нерой I и Аэродромной, в 1,5 км на запад от устья р. Аэродромной; 2 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, обр. 621, водораздел рек Верхней Тепсы и Нижней Тепсы, уч. Свита жил; 3 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, обр. 566, водораздел Нижней Тепсы и Верхней Тепсы, уч. Тепса, жила № 31; 4 — плагиоклаз-микроклиновый пегматит блоковой структуры, обр. 561, водораздел рек Нижней Тепсы и Верхней Тепсы, жила № 14; 5 — плагиоклаз-микроклиновый пегматит, обр. 114; бассейн р. Большой Бирюсы в районе уч. Нерой II; 6 — мелкозернистый пегматит плагиоклазового состава, обр. 205, бассейн р. Шельмы, в 4,0 км ниже устья р. Слодянки; 7 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, обр. 52, бассейн р. Большой Бирюсы, в районе уч. Нерой II, жила № 6; 8 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, обр. 766, бассейн р. Большой Бирюсы в районе уч. Нерой II; 9 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, обр. 792, бассейн р. Большой Бирюсы, уч. Нерой II и жила 1. Анализы 1, 4—6 выполнены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР Н. Г. Таскиной, Г. В. Бондаревой; 2, 3, 7—9 выполнены В. А. Ширяевой в ИГиГ СО АН СССР.



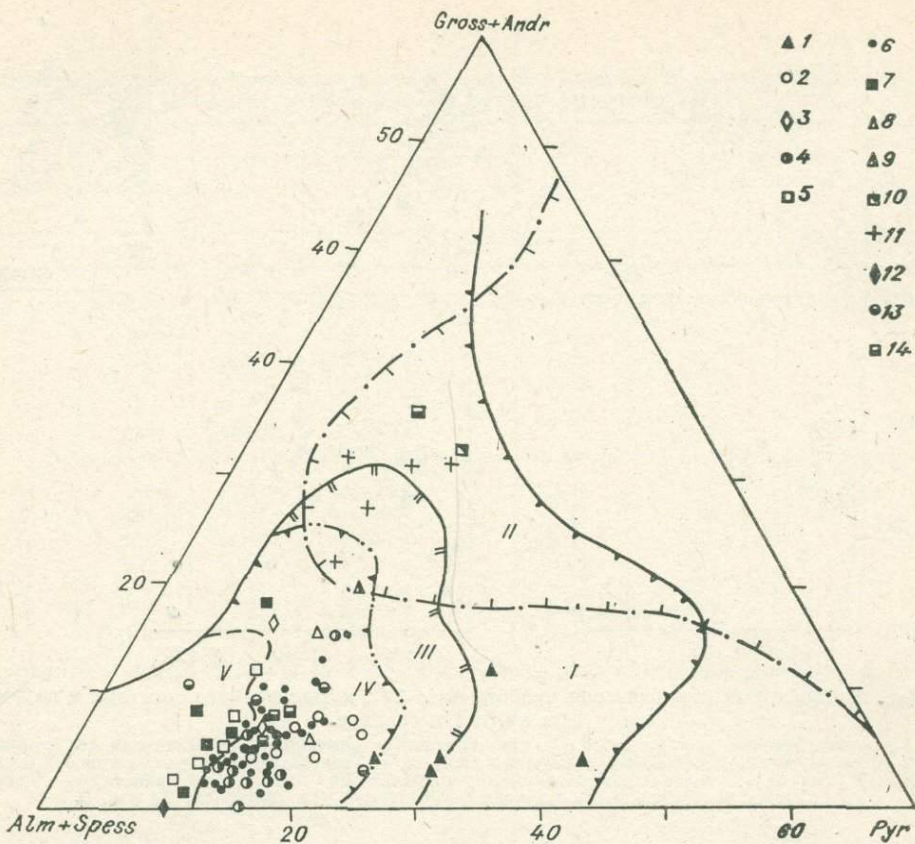


Рис. 2. Сводная диаграмма составов гранатов из пород Бирюсинского метаморфического пояса.

I—V — поля гранатов: I — гранулитовой фации; II — альмандин-амфиболитовой фации в metabazites; III — силлиманит-альмандин-ортотклазовой субфации амфиболитовой фации; IV — дистен-альмандин-мусковитовой и ставролит-дистен-альмандиновой субфаций амфиболитовой фации; V — эпидот-амфиболитовой фации.

1—3 — гранаты из метapelитов архейского комплекса гранулитовой фации, диафторированные в силлиманит-альмандин-ортотклазовой (1) и дистен-альмандин-мусковитовой субфациях (2), в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях (3); 4—7 — гранаты из метapelитов нижнепротерозойского комплекса амфиболитовой фации ставролит-дистен-альмандиновой субфации (4), ставролит-дистен-альмандиновой субфации, диафторированные в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (5), дистен-альмандин-мусковитовой субфации (6) и дистен-альмандин-мусковитовой субфации, диафторированные в эпидот-амфиболитовой фации (7); 8 — гранаты из метapelитов рифейского комплекса андалузит-ставролит-альмандиновой субфации; 9—11 — гранаты из metabazites ставролит-дистен-альмандиновой субфации (9), гранулитовой фации, диафторированные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях (10), дистен-альмандин-мусковитовой субфации (11); 12—14 — гранаты из сподоносных pegmatites ставролит-дистен-альмандиновой (12), дистен-альмандин-мусковитовой (13) и силлиманит-альмандин-ортотклазовой субфаций (14).

морфизованных и диафторированных в различных фациях и субфациях, можно сделать вывод, что при диафторезе пород гранулитовой и амфиболитовой фаций состав граната варьирует значительно. При этом содержание пирона уменьшается, а спессартина, альмандина, гроссуляра и андрадита — увеличивается.

Проведенные исследования позволили составить сводную диаграмму (рис. 2) полей составов гранатов разных фаций метаморфизма для метapelитов и metabazites Бирюсинского метаморфического пояса. Треугольная диаграмма имеет много общего с диаграммой Н. В. Соболева [1964; Фации..., 1970], Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965).

Зависимость показателя преломления от компонентного состава граната иллюстрируют диаграммы (рис. 3). Анализ данных диаграмм позволяет сделать ряд выводов: а) показатель преломления граната изменяется в соответствии с изменением компонентного состава; б) содержание спес-



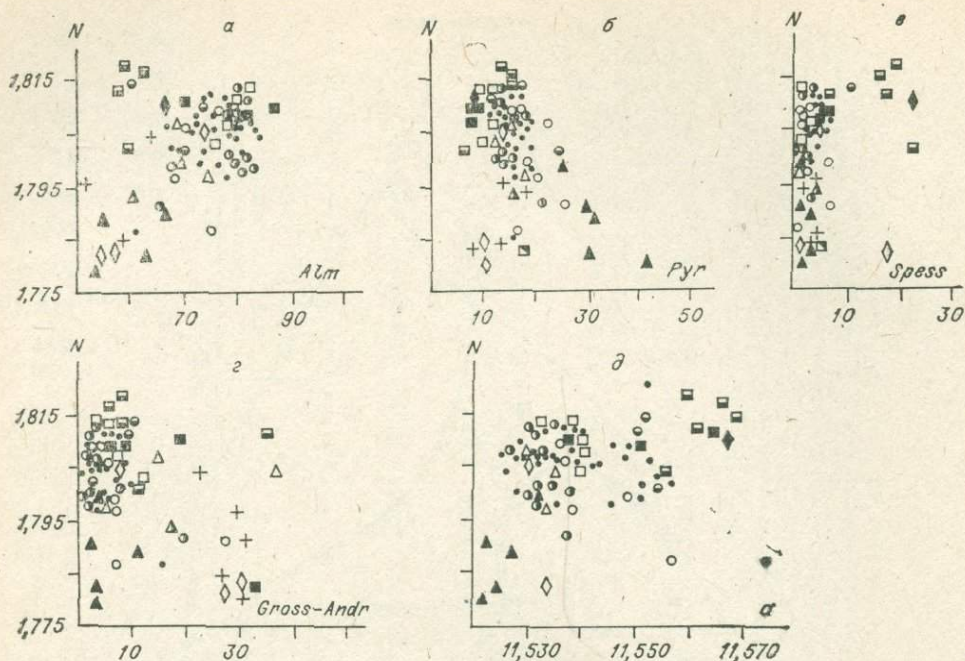


Рис. 3. Соотношение показателя преломления ( $N$ ), компонентного состава и параметра ячейки в гранате.

$a$ – $г$  — соотношения показателей:  $a$  — преломления и алмандиновой составляющей граната,  $б$  — преломления и пироповой составляющей граната,  $в$  — преломления со спессартиновой составляющей граната,  $г$  — преломления и гроссулар-андрадитовой составляющей граната,  $д$  — преломления и параметра ячейки в гранате. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

сартина в гранатах метapelитов (см. рис. 3,  $в$ ) не влияет существенно на показатель преломления; в) гранаты с содержанием пироба более 25% обладают низкими показателями преломления (см. рис. 3,  $б$ ); г) высокожелезистые алмандиновые гранаты из метapelитов ставролит-дистен-альмандиновой субфации имеют самые высокие показатели преломления (см. рис. 3,  $a$ ); д) содержание Са-компонента в значительной степени влияет на параметр  $a$  кристаллической решетки граната (см. рис. 3,  $д$ ) и показатель преломления (см. рис. 3,  $г$ ).

Для изучения метаморфизма пород Бирюсинского метаморфического пояса важное значение имеет выявление закономерностей распределения железа и магния между сосуществующими гранатом и биотитом, гранатом и амфиболом, гранатом и ставролитом. Зависимость изменения состава железо-магнезиальных минералов от степени метаморфизма пород использовалась применительно к метаморфическим процессам Д. С. Коржинским (1957), А. А. Маракушевым (1965), Л. Л. Перчуком (1970) и многими другими в качестве показателя  $PT$ -условий минералообразования.

**Гранат — биотит.** Распределение железа и магния между гранатом и биотитом изучено детально и доказано, что оно близко к идеальному [Соболев, 1964; Маракушев, 1965; Перчук, 1970; и др.]. В метapelитах Бирюсинского метаморфического пояса эта пара наиболее хорошо изучена. Железистость граната из метapelитов выше железистости сосуществующего с ним биотита. Имеющиеся 60 пар сосуществующих гранатов и биотитов (табл. 4) свидетельствуют о том, что зависимость распределения железа и магния в этой паре от степени (температуры) метаморфизма сохраняется. Расчеты магnezиальности гранатов и биотитов, нанесенные на диаграмму фазового равновесия (биотит-гранатовый геотермометр) Л. Л. Перчука (1970), показывают значения температуры метаморфизма метapelитов Бирюсинского метаморфического пояса (см. табл. 4), соот-



Таблица 4

Данные по составам и термодинамическим условиям равновесий биотита и граната в метапелитах Бирюсинского метаморфического пояса

№ п/п	Номер образца	Mg:(Mg+Fe+Mn)			K <sup>Mg</sup> D Bi-Gr	T, °C Bi-Gr	T, °C Gr-Stav
		Gr	Bi	Stav			
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Гранулитовая фация, диафторированная в силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации</i>							
1	900	0,250	0,506	—	3,07	690	—
2	950	0,283	0,598	—	3,80	660	—
3	1099	0,279	0,625	—	2,02	650	—
4	27	0,312	0,580	—	3,05	690	—
5	115	0,374	0,707	—	4,04	670	—
<i>Гранулитовая фация, диафторированная в дистен-альмандин-мусковитовой субфации</i>							
6	387a	0,153	0,410	—	3,95	645	—
7	387	0,150	0,410	—	3,94	640	—
8	628	0,160	0,477	—	4,81	620	—
9	404	0,173	0,493	—	4,65	620	—
10	1322	0,198	0,525	—	4,42	640	—
11	949	0,218	0,521	—	3,90	645	—
12	372	0,210	0,450	—	3,08	680	—
<i>Гранулитовая фация, диафторированная в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях</i>							
13	1005	0,106	0,530	—	9,54	500	—
14	31	0,135	0,497	—	6,34	555	—
15	928	0,136	0,446	—	5,11	615	—
<i>Ставролит-дистен-альмандиновая субфация</i>							
16	834	0,113	0,419	—	5,70	595	—
17	180	0,142	0,485	0,178	5,70	580	575
18	177	0,130	0,469	—	5,95	575	—
19	233	0,130	0,394	0,151	4,36	630	580
20	396	0,139	0,413	—	4,31	625	—
21	473	0,180	0,588	—	6,48	575	—
22	398	0,144	0,464	0,147	5,15	605	600
23	179в	0,165	0,456	—	4,25	635	—
24	289	0,155	0,405	0,167	3,71	650	595
25	179	0,136	0,456	—	5,34	605	—
<i>Ставролит-дистен-альмандиновая субфация, диафторированная в эпидот-амфиболитовой и зеленсланцевой фациях</i>							
26	555	0,092	0,445	—	14,00	520	—
27	431	0,119	0,520	—	7,95	515	—
28	285	0,103	0,378	—	5,55	605	—
29	401	0,113	0,386	—	4,95	610	—
<i>Дистен-альмандин-мусковитовая субфация</i>							
30	91	0,108	0,355	—	4,30	630	—
31	1171	0,133	0,403	—	4,40	625	—
32	331	0,105	0,332	—	4,26	635	—
33	830	0,109	0,379	—	4,96	610	—
34	348	0,107	0,354	—	4,57	625	—
35	85	0,134	0,262	—	2,30	680	—
36	88	0,129	0,381	—	4,10	630	—
37	389	0,136	0,316	—	3,44	675	—
38	784	0,139	0,336	—	3,11	670	—
39	416	0,149	0,380	—	3,48	660	—
40	387	0,131	0,386	—	4,20	635	—
41	919	0,128	0,390	—	4,35	625	—
42	24	0,127	0,461	—	5,90	575	—
43	1309	0,163	0,518	—	5,52	600	—
44	345	0,152	0,354	—	3,06	680	—
45	89	0,132	0,451	—	5,39	600	—



1	2	3	4	5	6	7	8
46	361	0,157	0,407	—	3,68	650	—
47	274	0,142	0,376	—	3,65	655	—
48	90	0,152	0,470	—	5,01	610	—
49	781	0,185	0,536	—	5,10	620	—
50	383	0,152	0,405	—	3,86	650	—
51	548	0,172	0,416	—	6,74	660	—
52	347	0,170	0,369	—	2,86	680	—
53	846	0,149	0,456	—	4,68	625	—
54	918	0,157	0,468	—	4,73	630	—
55	66	0,187	0,492	—	4,18	645	—
56	541	0,185	0,471	—	3,91	645	—
57	797	0,150	0,400	—	3,78	650	—
<i>Дистен-альмандин-мусковитовая субфация, диафторированная в эпидот-амфиболитовой фации</i>							
58	58	0,090	0,425	—	7,47	550	—
59	356	0,101	0,308	—	4,00	645	—
60	1166	0,143	0,359	—	2,61	625	—

ветствующие эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Температуры, отвечающие гранулитовой фации метаморфизма, по гранат-биотитовому геотермометру получены не были, что подтверждает вывод о региональном развитии диафтореза пород бирюсинской и тепсинской серий в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма. Близкие значения температуры метаморфизма метапелитов бирюсинской и тепсинской серий Бирюсинского метаморфического пояса указывают на то, что равновесные в гранулитовой фации гранат и биотит в процессе диафтореза перекристаллизуются и меняют свой состав. Кроме того, как показывают наблюдения в шлифах, процесс приспособления указанных и других минералов к новым физико-химическим условиям чаще всего является незавершенным: реликты интенсивно корродированного магниевого граната сосуществуют с новообразованным более железистым гранатом, реликты титанистого «первично-гранулитового» биотита ассоциируют с перекристаллизованным биотитом и т. д. Все это свидетельствует о незавершенности процессов перекристаллизации минералов. Существующие в таких породах гранат и биотит не являются равновесными, и их состав может служить только индикатором перекристаллизации. Вместе с тем необходимо отметить, что температура диафтореза метапелитов бирюсинской серии гранулитовой фации в амфиболитовой находится в пределах 620—690°C и соответствует температурным пределам силлиманит-альмандин-ортоклазовой и дистен-альмандин-мусковитовой субфаций. Значения температуры диафтореза метапелитов тепсинской серии амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций изменяются от 515 до 645°C.

**Гранат — ставролит.** Ставролит является широко распространенным индекс-минералом в породах метаморфической зональности андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов метаморфизма. В ассоциациях с дистеном, гранатом, мусковитом и биотитом он появляется в низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. В табл. 5 приведены состав и кристаллохимические формулы ставролитов. Распределение железа и магния между гранатом и сосуществующим ставролитом изучено довольно слабо. Первую попытку в этом направлении предпринял И. Грин [Green, 1963] при изучении метапелитов Нью-Хемшира. Позднее Л. Л. Перчуком (1970), В. В. Федькиным (1975) показано, что распределение феррических компонентов в этой паре отличается от идеального. Характерно, что соотношение железистости сосуществующих минералов ( $f_{Gr} > f_{Stav}$ ) и температура образования этих метапелитов ставролит-дистен-альмандиновой субфации колеблется в относительно узком ин-



Таблица 5

## Состав ставролитов из метapelитов Бирюсинского метаморфического пояса

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	28,60	32,00	31,40	32,00	30,00
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,75	0,90	0,85	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,00	50,60	50,50	50,50	52,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	1,31	2,14	0,65	1,31
FeO	14,15	12,85	12,32	13,72	13,45
MnO	0,06	0,10	0,10	0,09	0,08
MgO	1,80	1,60	1,80	1,60	1,40
CaO	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,60	0,77	0,87	0,57	0,60
Σ	99,88	99,98	100,03	99,98	99,94
Np	1,743	1,744	1,742	1,743	1,745
Nm	1,746	1,746	1,746	1,747	1,747
Ng	1,752	1,755	1,752	1,754	1,754
2V	87	87	86	88	88
f	81,8	84,3	80,5	83,0	84,8
<i>Количество катионов в пересчете на 48 атомов кислорода</i>					
Si	8,100	8,950	8,800	8,950	8,460
Al	17,700	16,700	16,650	16,700	17,300
Ti	0,187	0,169	0,185	0,185	0,238
Fe <sup>+3</sup>	0,187	0,269	0,438	0,135	0,272
Fe <sup>+2</sup>	3,350	3,010	2,880	3,210	3,170
Mg	0,766	0,588	0,758	0,675	0,594
Ca	—	—	—	—	—
Mn	0,018	0,017	0,017	0,017	0,017
OH	1,125	1,410	1,620	1,075	1,130

Примечание. 1 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 180, бассейн р. Нижней Нерсы; 2 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 233, водораздел рек Прямой Мурки и Кривой Мурки; 3 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 239, водораздел рек Прямой Мурки и Болотной; 4 — ставролит-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 289, водораздел рек Нижней Нерсы и Болотной, хр. Гутарский; 5 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец, обр. 398, бассейн р. Тагуз, в 2,0 км на северо-запад от устья р. Мариной. Анализы выполнены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Л. В. Комарова.

тервале — 575—600°C (см. табл. 4). Тем не менее при таком соотношении железистости выявляется тенденция к повышению магнезиальности ставролита и граната в парагенезисе гранат + ставролит с повышением температуры метаморфизма.

**Гранат — амфибол.** Распределение железа и магния между гранатом и амфиболом (роговая обманка) в метабазитах изучено достаточно подробно [Маракушев, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1967; Перчук, 1970; и др.]. На основании обобщения фактического материала по сосуществующим амфиболом и гранатам выявлена характерная закономерность: с повышением температуры в равновесии с амфиболом постоянного состава магнезиальность граната увеличивается. Используя гранат-амфиболитовый геотермометр Л. Л. Перчука (1970) и данные по магнезиальностям амфибола и граната (см. ниже), получаем значения температуры метаморфизма метабазитов: дистен-альмандин-мусковитовой субфации от 550 до 615°C. Приведем данные магнезиальности амфиболов, сосуществующих с гранатом, и температуру их равновесий в метабазитах дистен-альмандин-мусковитовой субфации:



Номер образца	Mg: (Mg+Fe+Mn)		$K \frac{Mg}{D}$	T, °C
	Gr	Amf		
586	0,160	0,460	0,213	615
560	0,122	0,450	0,166	550

Таким образом, полученный автором петрологический материал по равновесиям минералов позволяет подтвердить вывод о закономерностях в распределении железа и магния между сосуществующими гранатом и биотитом, гранатом и амфиболом, гранатом и ставролитом, отражающих температуру их равновесной кристаллизации.

Месторождений поделочного граната в пределах Бирюсинского метаморфического пояса пока не обнаружено, но проявления хорошо образованных кристаллов граната отмечаются повсеместно. Изучены гранатосодержащие породы докембрия относительно слабо, хотя перспективы его использования в промышленности как поделочного и ювелирного сырья и абразивного материала огромны. Содержание граната в двуслюдяных, биотитовых, дистеновых, силлиманитовых, амфиболовых гнейсах и сланцах обычно достигает 20—25%, а в отдельных случаях повышается до 40%. Отмечается гранат и в пегматитах в количестве 5—7%. Наиболее перспективными регионами для поисков проявлений поделочного граната являются районы рудопроявлений глиноземистого сырья (дистена и силлиманита) в породах архейского и нижнепротерозойского метаморфического комплексов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Другова Г. М., Бугрова В. Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1964, вып. 93, № 4. с. 37—45.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л.: Наука, 1965, с. 33—46.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гравитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 78—108.
- Сизых А. И., Шафеев А. А. О соотношении докембрийских комплексов Бирюсинской глыбы и Туманшетского грабена. — Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 16—24.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 192 с.
- Фации метаморфизма /Добрецов Н. Л. и др. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Федькин В. В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 18, с. 8—122.
- Green T. C. High-level metamorphism of pelitic rock in Northern New Hampshire. — Amer. Miner., 1963, v. 48, N 9—10, p. 991—1023.

С. А. ГУРУЛЕВ

#### ГОЛУБЫЕ ДИОПСИДЫ СИБИРИ

В 1960 г. в Северном Прибайкалье впервые в стране была открыта разновидность диопсида голубого цвета. Несколько позднее голубой диопсид был обнаружен в Кузнецком Алатау. Обе находки минерала столь ред-



кой окраски описаны в литературе [Гурулев и др., 1965]. При этом подчеркивалась, несмотря на различия в химизме, тождественность голубого диопсида из местонахождений Сибири по окраске фиолетово-голубому виолану из Сен-Марселя (Италия, Пьемонт).

В последние годы сделаны новые находки голубого диопсида в Западном Прибайкалье [Конев, Самойлов, 1974], в Восточном Саяне [Пятов, Шелковников, 1977]. А голубые диопсиды Кузнецкого Алатау [Бозин, 1977] и Северного Прибайкалья [Перцев, Шабынин, 1979] получили дополнительную характеристику. Следует также отметить, что в Кузнецком Алатау бледно-голубовато-зеленые диопсиды ранее описывались в скарнях Иттыйского медно-вольфрамового месторождения [Охакин, 1963].

Мономинеральные породы из голубого диопсида, содержащие иногда различные включения, могут представлять интерес как поделочный самоцветный камень. Так, качественная оценка штучной пробы голубого диопсида из Июко-Довыренского массива, проведенная Байкало-Саянской экспедицией «Байкалкварцсамоцветы», показала, что породы, состоящие из голубого диопсида, можно применять в художественно-мозаичных и декоративных работах. Скарны с голубым диопсидом из Кузнецкого Алатау уже находят применение в качестве поделочного камня [Бозин, 1977]. Заслуживают внимания попытки выделить хорошо ограниченные («ювелирные») кристаллы голубого диопсида [Пятов, Шелковников, 1977].

Голубые диопсиды встречаются в контактах диоритовых, габбро-диоритовых и габбро-сиенитовых интрузий с толщами карбонатных (доломитовых) пород [Конев, Самойлов, 1974; Бозин, 1977] или в ксенолитах доломитов в расслоенных габбро-перидотитовых и габброидных интрузиях [Гурулев и др., 1965; Пятов, Шелковников, 1977]. Они развиваются как продукт взаимодействия основной и щелочной магмы с магнезиальными боковыми породами, находясь в парагенезисе с типоморфными минералами скарнов. В Тажеранском щелочном массиве голубой диопсид ассоциирует с кальцитом, доломитом, форстеритом, вилькеитом, серпентином, графитом [Конев, Самойлов, 1974]; в Июко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве — с властонитом, доломитом, кварцем, монтчеллитом, гранатом, серпентином, кюспидином; в Кузнецком Алатау — с гранатом, властонитом, монтчеллитом, форстеритом [Бозин, 1977]; в Восточном Саяне — с апатитом, форстеритом, гумитом, шпинелью, эгирин-диопсидом, меллитом, монтчеллитом, гранатом, тремолитом, кальцитом, хондритом [Пятов, Шелковников, 1977].

По химическому составу, оптическим и рентгенометрическим данным голубой диопсид из различных местонахождений Сибири характеризуется исключительной стабильностью (см. таблицу). Его свойства близки свойствам диопсида стехиометрического состава или искусственного диопсида. Во всех местонахождениях отмечается переход голубых диопсидов в зеленые, цвета морской воды, фишашково-зеленые, травяно-зеленые, изумрудно-зеленые. Постепенная смена ярких голубых диопсидов яркими зелеными создает своеобразную палитру, еще более повышающую качество поделочного камня.

Зеленый диопсид из скарнов Июко-Довырена характеризуется следующими параметрами кристаллической решетки:  $a = 9,71(1)\text{Å}$ ,  $b = 8,89(1)\text{Å}$ ,  $c = 5,23(1)\text{Å}$ ,  $\beta = 105,63^\circ$ ,  $V = 435\text{Å}^3$  (рентгеноструктурная лаборатория Института земной коры СО АН СССР, аналитик З. Ф. Ушаповская), весьма близкими параметрам кристаллической решетки голубых диопсидов (см. таблицу).

Зеленый и голубой диопсиды Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива анализировались на Сг и V с целью выяснения природы окраски. В породах, содержащих зеленый и голубой диопсиды, Сг не установлен (предел обнаружения — 0,002%), содержание  $V_2O_5$  соответственно



Химический состав, оптические свойства и параметры кристаллической решетки голубых диопсидов Сибири

Описан, вес. %	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	55,09	54,54	54,02	53,40	53,20	53,72
TiO <sub>2</sub>	—	0,05	0,03	0,05	0,11	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	Не обн.	0,26	0,75	0,50	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,48	0,14	—	0,17	0,66
FeO	0,07	Не обн.	0,10	0,04	0,07	0,14
MnO	0,02	0,02	Сл.	0,004	0,02	0,02
MgO	18,78	18,77	18,83	19,42	17,82	17,95
CaO	25,35	26,43	25,15	26,29	26,52	25,97
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,10	0,08	0,03	0,05	0,08
K <sub>2</sub> O	0,02	Сл.	0,07	—	0,10	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	Не обн.	0,02	0,01	0,02	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,07	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,02	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	0,60	—	0,72	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	0,03	—	—
П. п. п.	—	—	1,01	—	0,95	0,93
Σ	100,44	100,69	99,71	100,75	99,62	99,95
<i>N<sub>g</sub></i>	1,698	—	—	1,698	1,698	1,694
<i>N<sub>p</sub></i>	1,670	—	—	1,670	1,668	1,664
<i>cN<sub>2</sub><sup>o</sup></i>	38	—	—	38	38	36—38
<i>2V<sup>o</sup></i>	58	—	—	57	58—59	58
<i>a</i> , Å	9,72(1)	9,74(1)	—	—	9,75	—
<i>b</i> , Å	8,90(1)	8,90(1)	—	—	8,93	—
<i>c</i> , Å	5,25(1)	5,25(1)	—	—	5,26	—
β°	105,75	105,75	—	—	—	—
<i>V</i> , Å <sup>3</sup>	437	438	—	—	—	—

Примечание. 1 — голубые диопсиды Иокко-Довыренского массива [Гурулев и др., 1965]; 2, 3 — голубые диопсиды Тажераана [Конев, Самойлов, 1974]; 4—6 — диопсиды Кузнецкого Алатау; 4 — голубой из Андатского массива [Гурулев и др., 1965], 5 — голубой из Андатского массива [Бозин, 1977], 6 — бледно-голубовато-зеленый Пттойского месторождения [Охашкин, 1963].

равно 0,18 и 0,10% (предел обнаружения — 0,001%). В монофракциях обеих разновидностей диопсида хром не обнаружен, а содержание V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> оказалось равным 0,27 и 0,059% (спектральная лаборатория Института земной коры СО АН СССР, аналитик В. А. Русакова). Таким образом, в изумрудно- и фишашково-зеленом диопсиде фиксируется повышенное содержание V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, что позволяет рассматривать эту разновидность в качестве лавровита, хотя в лавровите Слюдянки постоянно фиксируется относительно высокое содержание хрома [Калинин, 1939]. Следует отметить, что в голубом диопсиде Кузнецкого Алатау и Иокко-Довырена ранее определялись ванадий в количестве 0,02% (0,07% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и хром — 0,003% [Гурулев и др., 1965].

В скарнах Иокко-Довырена, содержащих голубой диопсид, часто фиксируются мелкие блоки и ленты кварца, отделенные от диопсида реакционными зонами белого волластонита. Волластонит имеет следующий состав (вес. %): SiO<sub>2</sub> — 49,19; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,36; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,26; FeO — 0,18; CaO — 48,50; п. п. п. — 1,70; сумма — 100,19; TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O не обнаружены (хим. лаборатория Геологического института БФ СО АН СССР, аналитик А. Г. Цыренова).



Блоки кварца встречаются также в массе зеленого диопсида, по уже без волластонитовых кайм. В одном из таких блоков серого кварца отбиралась проба на рентгеноструктурный анализ, который показал, что блоки сложены чистым кварцем без заметной примеси тридимита (рентгеноструктурная лаборатория Института земной коры СО АН СССР, аналитик З. Ф. Ущадповская). Около крупных блоков кварца наблюдаются мелкие, расположенные обычно кучно. В этих мелких блоках иногда фиксируются овальные (размером до 3—5 мм в диаметре) кварцевые выделения, спонгиозные образования, напоминающие по форме и представляющие, скорее всего, продукты перекристаллизации исходной породы. В связи с этим следует отметить находки по кл. Белому водорослевым скелетов, столь характерных для карбонатного горизонта опдокской свиты [Гурулев, 1965], частично замещенных голубым и зеленым диопсидом. Как показывает просмотр шлифов, на месте водорослевого скелета развивается криптокристаллический агрегат диопсида, в котором тонкими реликтовыми лентами сохраняется пелитоморфный, без признаков перекристаллизации, карбонат, которым сложен скелет водоросли в участках, не подвергшихся магнизальному метасоматозу.

Причины окраски голубых диопсидов Сибири остаются неясными. Был выдвинут целый ряд предположений о связи окраски с содержанием тех или иных элементов: фосфора или фтора [Гурулев и др., 1965], железа [Бозин, 1977], стронция и хрома [Пятов, Шелковников, 1977].

В целях изучения связи голубой окраски с содержанием фосфора, обуславливающего появление фосфорсодержащих минеральных включений, нами проанализированы на фосфор монофракции голубого, зеленого и молочно-белого диопсидов из Йоко-Довырена. Оказалось, что фосфор содержится в этих разновидностях соответственно в следующих количествах: 0,024; 0,007 и 0,065%  $P_2O_5$  (хим. лаборатория Геологического института БФ СО АН СССР, аналитик Н. Н. Гурулева), т. е. в молочно-белом диопсиде его значительно больше, чем в голубом и зеленом. Это позволяет высказать твердое убеждение об отсутствии связи между окраской и содержанием фосфора в минерале.

Мнение о зависимости окраски от содержания стронция и хрома нельзя признать удачным, так как содержания этих элементов в голубых диопсидах либо очень малы, либо эти элементы не устанавливаются.

Связь окраски с незначительной примесью железа проблематична, поскольку у железосодержащих минералов голубая окраска появляется не в связи с содержанием железа, а в связи с электронными переходами между  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ .

Возможность связи голубой окраски с содержанием фтора не анализировалась. Ранее выполненные определения показывают низкие содержания фтора в минерале — 0,014 и 0,018% [Гурулев и др., 1965].

Изучение спектров поглощения голубого диопсида указывает на их сходство со спектрами синего вивианита [Гурулев и др., 1965]. Это подтверждено и А. Н. Платоновым (1976), установившим в голубом диопсиде полосу поглощения света при  $17\,300\text{ см}^{-1}$  и объяснившим его окраску, как это и принято для синих железосодержащих минералов, электронным взаимодействием между  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ . Однако подобное объяснение приводит к трудности в том отношении, что содержание железа в голубых диопсидах все-таки сравнительно низко, и их нельзя считать железосодержащими. Кроме того, в Йоко-Довырене в ассоциации с голубым и зеленым встречаются молочно-белые и белые с розоватым оттенком диопсиды, в которых заметно выше содержание железа [Гурулев и др., 1965], но тем не менее окраска совсем иная.

В вопрос о причинах голубой окраски диопсидов не вносят ясности и экспериментальные исследования, в результате которых получены синтетические голубые диопсиды [Ikeda, Yagi, 1972, 1977; Schreiber, 1977].



К. Икеда и К. Яги получили голубой диопсид при экспериментальном изучении систем  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{NaCrSi}_2\text{O}_6$  и  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaCrCrSiO}_6$ . Окраску голубого диопсида они объясняют, отвергая ранее высказываемое мнение о связи ее с переходом хрома из трех- в двухвалентное состояние. Структурными переходами ионов  $\text{Cr}^{3+}$  из шестерной в четверную координацию, несмотря на кристаллохимическую трудность замещения ионами  $\text{Cr}^{3+}$  (0,615 Å) ионов  $\text{Si}^{4+}$  (0,26 Å). Они полагают, что диопсид, содержащий молекулу  $\text{CaCrAlSiO}_6$ , имеет беспорядочное распределение трехвалентных катионов, в том числе и  $\text{Cr}^{3+}$ , в четверном и шестерном координационном положениях. Аналогичного мнения о причинах окраски синтетического голубого диопсида придерживается Шрайбер, синтезировавший этот диопсид из силикатного расплава с добавкой 0,5—2 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  при 1350°C. Он предполагает два механизма вхождения хрома четверной координации в кристаллическую решетку голубого диопсида: 1) чередование замещения  $\text{Cr(VI)} - \text{Si(IV)}$  с замещением  $\text{Cr(IV)} - \text{Si(IV)}$ ; 2) замещение типа  $\text{Cr(IV)} - \text{Mg(II)}$ .

Но эти взгляды о связи голубой окраски диопсидов со структурным положением хрома входят в противоречие с тем, что в природных голубых диопсидах содержание хрома либо очень низко, либо вовсе не устанавливается.

Ранее высказывалось также предположение относительно возможной обусловленности голубой окраски диопсида дефектами кристаллической решетки минерала [Гурулев и др., 1965].

Голубые диопсиды обычно отождествляются с виоланом Сен-Марселя провинции Пьемонт (Италия). Однако это укоренившееся мнение следует признать ошибочным. В нашей литературе [Бетехтин, 1950] виолан описывался как минерал синей окраски, хотя слово *viola*, от которого произведено название разновидности пироксена — виолан, в переводе с итальянского означает фиолетовый, но отнюдь не синий [Розенталь, 1966].

Виолан из Италии окрашен в густые фиолетовые цвета. Лишь изредка его окраска переходит в голубую [Bondi e. a., 1978] или приобретает голубоватый оттенок [Mottana e. a., 1979]. Итальянский фиолетовый клинопироксен является смесью двух минеральных видов — омфацита и диопсида, развивающихся в одном парагенезисе в зернистых агрегатах, но иногда образующих волокнистые разности. Фиолетовый омфацит характеризуется высокими содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,62—10,45%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,33—5,34%) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (5,80—7,65%). Фиолетовый диопсид содержит  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в количестве 0,58—2,56%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — до 1,16 и  $\text{Na}_2\text{O}$  до 1,58%. Оба минерала содержат  $\text{MnO}$  в повышенном количестве: омфацит 0,95—1,13%, диопсид 0,88—1,23% [Bondi e. a., 1978; Mottana e. a., 1979]. Они различаются параметрами кристаллической решетки [Bondi e. a., 1978]. Породы, в которых развивается виолан, образованы в результате метаморфизма аспидных марганцевистых осадков [Brown e. a., 1978]. Виолан наблюдается в парагенезисе с кварцем, браунитом, микроклином, пьомонитом, шефферитом, стронциевым кальцитом.

Окраска виолана, как омфацита, так и диопсида, обусловлена ионами  $\text{Mn}^{3+}$ . Предполагается, что марганец в минералах связан в минерале  $\text{NaMn}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$  [Bondi e. a., 1978]. Связь его окраски с содержанием марганца подтверждается также исследованиями спектров поглощения света [Платонов, 1976]. Интересно отметить, что наблюдающийся в парагенезисе с виоланом шефферит содержит больше  $\text{MnO}$  — 1,78%, но в нем влияние иона  $\text{Mn}^{3+}$  на окраску подавлено, по-видимому, влиянием ионов  $\text{Fe}^{3+}$  [Bondi e. a., 1978], в связи с чем окраска шефферита остается светлоричичевой.

Таким образом, виолан Италии отличается от голубых диопсидов Сибири химическим составом, в том числе содержанием марганца, окра-



шивающего его в характерные густые фиолетовые и фиолетово-малиновые цвета. Поэтому представляется ошибочным отождествлять голубые диопсиды Сибири с виоланом Италии. Название «виолан», как и предлагается [Mottana e. a., 1979], следует сохранить за фиолетовыми разновидностями омфацита и диопсида. В то же время диопсиды голубой окраски, не выделяющиеся какими-либо свойствами кроме своего необычного цвета, следует именовать, на наш взгляд, голубыми диопсидами, не вводя специального названия.

В заключение следует подчеркнуть, что со временем голубые диопсиды Сибири как поделочные и, возможно, ювелирные природные самоцветы найдут достойное место в производстве изделий из цветного камня, удивляя всех нежным, небесной голубизны цветом, относительно редким среди минералов.

Статья была уже в наборе, когда ее автор получил устное сообщение А. А. Конева о нахождении им ярких голубых диопсидов в скарнах Мухальского щелочного массива (Витимское плоскогорье) и голубовато-зеленых, цвета морской воды, диопсидов в скарнах Мурунского щелочного массива (западная часть Алданского щита). Диопсиды этих массивов остаются пока не изученными.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 957 с.
- Бозин А. В. О голубом диопсиде Кузнецкого Алатау.— В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 39—43.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 123 с.
- Гурулев С. А., Костюк В. П., Мануйлова М. М., Рафиевко Н. И. О находке голубого диопсида в Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 443—446.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района.— В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.—Л.: ГОНТИ, 1939, с. 176—244.
- Конев А. А., Самойлов В. С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.
- Охалкин Н. А. Пироксены диопсид-геденбергитового ряда и гранаты Иттыйского месторождения меди и вольфрама (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1963, № 2, с. 117—122.
- Перцев Н. Н., Шабинин Л. И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Июко-Довыренского массива.— В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 85—96.
- Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.
- Пятов О. П., Шелковников А. Д. Новые находки виолана в Восточном Саяне.— В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 43—44.
- Розенталь Д. Э. Русско-итальянский учебный словарь. М.: Советская энциклопедия, 1966. 227 с.
- Bondi M., Mottana A., Kurat G., Rossi G. Cristallochimica del violano e della schefferite di St. Marcel (Valle d'Aosta).—Rend. Soc. Ital. di Miner. e Petrol., 1978, v. 34(1), p. 15—25.
- Brown Ph., Essene E. J., Peacor D. R. The Mineralogy and Petrology of manganese-rich rocks from St. Marcel, Piedmont, Italy.—Contrib. Miner. Petrol., 1978, v. 67, p. 227—232.
- Ikeda K., Yagi K. Synthesis of Kosmochlor and phase equilibria in the join  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ .—Contrib. Miner. Petrol., 1972, v. 36, p. 63—72.
- Ikeda K., Yagi K. Experimental study on the phase equilibria in the join  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaCrSi}_2\text{O}_6$  with special reference to the blue diopside.—Contrib. Miner. Petrol., 1977, v. 61, p. 91—106.
- Mottana A., Rossi G., Kracher A., Kurat G. Violan revisited: Mn-bearing omphacite and diopside.—Tschermaks Miner. Petrol. Mitt., 1979, v. 26, p. 187—201.
- Schreiber H. D. On the nature of synthetic blue diopside crystals: the stabilization of tetravalent chromium.—Amer. Miner., 1977, v. 62, N 5—6, p. 522—527.



## СФЕРОЛИТОВЫЕ АГРЕГАТЫ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫХ ЖАДЕИТИТОВ БОРУССКОГО ПОЯСА ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

В 1976—1979 гг. в ультрабазитах Борусского офиолитового пояса обнаружены ранее неизвестные петрографические разновидности жадеитовых пород. Они отвечают требованиям промышленности к сортовому ювелирно-поделочному камню и поэтому явились объектом детального изучения. Геолого-структурная, петрологическая и минералого-геохимическая характеристики жадеитовых тел района, а также аллювиальных проявлений ювелирно-поделочных жадеититов частично даны в ранее опубликованных работах [Добрецов, 1963; Кизияров и др., 1978; Татарин и др., 1980].

В статье сделана попытка рассмотреть с позиции онтогенеза отдельные минеральные особенности жадеититов, дополняющие известные данные о генезисе ювелирных разновидностей жадеитовых пород. С этой точки зрения большой интерес представляют своеобразные сферолитовые агрегаты жадеититов. Сведения о радиально-лучистых образованиях в жадеитовых телах пока относятся к Прибалхашью [Свириденко и др., 1979] и Уралу [Казак, Молдавандцев, 1976].

Макро- и микросферолитовое строение жадеититов нами было обнаружено в образцах из валунов по р. Кантегир [Кизияров и др., 1978], затем в коренных выходах на правом берегу р. Кантегир в Борусском массиве и по р. Кашкарет в Березовском массиве гипербазитов.

Участки жадеититов сферолитового строения слагают краевые и апикальные части тел соответствующего состава. Они имеют более позднее, вторичное происхождение относительно ядерных частей тел жадеититов, имеющих первичную природу и состоящих из массивных мономинеральных разновидностей призматически-зернистой и зернистой структур. Жадеититы с брекчиево-сферолитовыми агрегатами нередко также образуют жильные и гнездовые обособления на некотором удалении от контакта к центру тел. В этом случае они выполняют тектонические трещины различного направления. Среди сферолитовых агрегатов жадеититов можно выделить два минеральных типа, различающихся по составу, характеру зональности и генезису.

Первый тип сферолитов обладает отчетливо выраженным радиально-лучистым и концентрически-зональным строением (рис. 1). Форма сечений их разнообразная — округлая, эллипсовидная, амебовидная, часто с взаимопереходами и сложными взаимоотношениями. Размеры сферолитов варьируют в широком диапазоне, от первых миллиметров до 10 см. В центре концентрически-зональных сферолитов чаще всего наблюдаются дробленые и корродированные мелкие зерна хромшпинелида, служащие своего рода центрами кристаллизации. Реже распространены сферолиты, где центрами зарождения являются призматически-зернистые жадеиты или тонкозернистые альбит-фенгитовые агрегаты. Хромшпинелид замещается жадеитовым пироксеном темно-зеленого цвета, образующим тонкую кайму вокруг отдельных мелких зерен хромшпинелида. Эта кайма постепенно переходит в ореол изумрудно-зеленого цвета, сложенный хромсодержащим моноклинным пироксеном. Центры наиболее крупных сферолитов состоят из скоплений многочисленных мелких реликтов зерен хромшпинелида. Причем в этом случае вся группа обломков хромшпинелида окружается каймой черно-зеленого пироксена значительных размеров. В парагенезисе с черно-зеленым пироксеном находятся миллерит и пентландит. Ближе к периферии сферолитов следует зона тонкозернистого изумрудно-



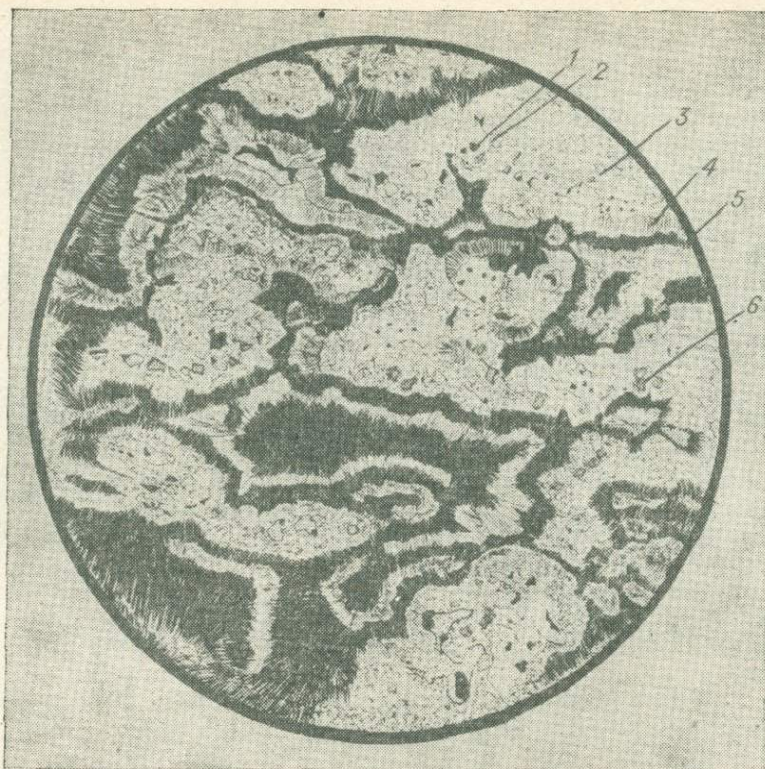


Рис. 1. Сферолитовые агрегаты жадеитов первого типа. Обр. 29/2, увел. 3×, тонкая пластинка.

1 — хромшпинелид; 2 — пироксен сложного состава (восмохлор — жадеит); 3 — тонкозернистый альбит-фенгит-пироксеновый агрегат; 4 — концентрические зоны светло-серого жадеита (иногда альбита, фенгита, кальцита); 5 — зона темно-серого жадеитового пироксена; 6 — сульфиды (миллерит, пентландит).

зеленого пироксена, ширина которой достигает 1—3 см. Заканчивается сферолит каймой радиально-лучистого светло-серого жадеитового пироксена. В более крупных штуфах можно наблюдать, как сферолитовые агрегаты цементируются светло-серым пироксеновым агрегатом массивной текстуры. Как видно, зональность сферолитов выражается не только в смене окраски и, следовательно, химического состава пироксена, но и в чередовании зон различного минерального состава. На рис. 2 наблюдается целый ряд концентрических зон жадеитового, альбитового, фенгитового составов, отдельные части которых нередко смещены относительно центра. В сечениях границы зон представлены параллельными ломаными линиями. В ряде случаев чередование зон различного минерального состава обусловило ритмическую зональность радиально-лучистых сферолитов.

Периферические части зон отдельных сферолитов сложены кальцитом. На границе соприкосновения сферолитов обычно развиваются тонкозернистые агрегаты альбит-фенгитового состава (рис. 3). В пограничной зоне концы радиальных волокон жадеитового пироксена зазубрены или изогнуты и сломаны. Изучение сферолитов с помощью микросонда [Кизияров и др., 1978; Татаринев и др., 1980] привело к следующим выводам.

Сферолиты с зародышами из зерен хромшпинелида характеризуются различными вариациями взаимодействия слагающих минералов. В одних случаях ранняя ассоциация в центре сферолитов представлена ограничен-





*Рис. 2.* Фрагмент радиально-лучистого сферолита. Обр. 29/2, шлиф, увел. 90×. Узкие concentрические зоны альбит-ферритового и альбитового состава, широкие — жадеитового пироксена.

ной серией твердых растворов хромшпинелида и пироксена ряда космохлор — энстатит — диопсид — жадеит — эгирин. В парагенезисе с высокохромистым пироксеном отмечены миллерит и пентландит. Характерно, что миллерит иногда непосредственно замещает хромшпинелид. Центральные зоны таких сферолитов не обладают радиально-лучистым строением. Радиально-лучистая структура возникает на некотором удалении от центров сферолитов (см. рис. 1), когда изумрудно-зеленые и темно-зеленые высокохромистые пироксены сложного состава сменяются зоной пироксена, близкого по составу к жадеиту или омфацит-жадеиту. Зона



*Рис. 3.* Зона соприкосновения сферолитов жадеитового состава. В промежутке между сферолитами — альбит, обр. 29/1, увел. 90×.





*Рис. 4.* Замещение пучков волокон жадеитового пироксена мелкозернистым альбит-фенгитовым агрегатом. Увел. 90×.

радиально-лучистого жадеитового пироксена затем резко сменяется сравнительно маломощными зонами нарастания альбитового, альбит-фенгитового и кальцитового состава без каких-либо следов замещения жадеитового пироксена (см. рис. 2). В третьем случае (рис. 4) альбит-фенгитовый парагенезис радиально замещает волокна или пучки волокон жадеитового пироксена так, что при этом конфигурация сферолитов почти не нарушается.

Второй тип выделенных сферолитов представляет собой ассоциацию лучисто-листоватых агрегатов (рис. 5). Образование их — результат последующего роста расщепленных кристаллов жадеитового пироксена.



*Рис. 5.* Жадеитовые сферолиты второго типа. Обр. 29/2, увел. 45×.





Рис. 6. Сноповый агрегат жадеитового пироксена. Обр. 29/1, увел. 80×.

При этом начальная стадия расщепления и роста фиксируется возникновением характерных сноповидных агрегатов (рис. 6). В шлифах можно проследить все стадии постепенного преобразования удлиненно-призматических индивидов жадеитовых пироксенов в сферолитовые агрегаты.

Ранее нами была предпринята попытка оценить температуру формирования сферолитовых агрегатов первого типа по кальцитовому геотермометру, а давление — на основании экспериментальных данных Я. Вурмбаха и А. Нейхауза [Wurmbach, Neuhaus, 1976], исследовавших систему космохлор — жадеит. Нижний предел температуры образования жадеитов сферолитового строения может быть определен в  $800^{\circ}\text{C}$ , а максимальное давление — 15 кбар. Эти данные, наряду с материалами по геологии, химизму жадеитовых пироксенов, в том числе по содержанию элементов-примесей в минералах из сферолитов [Кизияров и др., 1978; Татаринов и др., 1980], допускают возможность кристаллизации некоторых разновидностей жадеитов сферолитового строения из расплава. Особенно это касается сферолитов с зародышами из хромшпинелида. Зонально-концентрическое строение сферолитов, многократная смена одних сферолитов другими, различный минеральный состав концентрических зон свидетельствуют о заметном изменении физико-химических условий в процессе формирования вторичных жадеитов [Татаринов и др., 1980].

Сложные взаимоотношения между минералами, участвующими в строении сферолитовых агрегатов, в целом согласуясь с гипотезой происхождения части жадеитовых пород из расплава, позволяют вместе с тем высказать мнение о значительной роли флюидов в минералообразующих процессах. Анализ минерального и химического (см. таблицу) составов первичных и вторичных жадеитов [Татаринов и др., 1980] показывает, что состав флюида был существенно углекислотным. Кристаллизация вторичных жадеитов осуществлялась в восстановительной среде, на что указывает тесная ассоциация с жадеитами этого типа сульфидов. Образование сферолитовых агрегатов жадеитита вряд ли зависело только от фазового состояния минералообразующей среды (расплав — флюид). Вероятнее всего, оно определялось в первую очередь химизмом среды, а также скоростью охлаждения расплава и давлением.

В этой связи, с некоторой долей условности, можно привлечь результаты экспериментов по условиям кристаллизации сферолитов пироксена в каменном литье в качестве модели для рассматриваемого примера. Так, по данным Г. А. Рацина (1959), сферолиты пироксена типа двулистника образуются при температуре  $800\text{—}900^{\circ}\text{C}$  лишь при очень медленном охлаж-



Химический состав (вес. %) жадеитов Борусского массива ультрабазитов (тело № 1, уч. Кашкарар)

Окисел	1	2	3	4	Окисел	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	56,60	56,27	55,34	54,32	Na <sub>2</sub> O	13,50	12,42	11,20	13,07
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,16	0,08	0,14	K <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,44	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,40	22,60	21,80	22,20	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,02	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	2,43	1,72	1,73	CO <sub>2</sub>	0,60	0,70	3,19	2,42
FeO	0,45	0,73	0,90	1,35	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,10	0,40	0,35
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,19	He обн.	0,33
MgO	1,19	1,31	1,78	1,61	Σ	99,75	99,12	99,10	99,94
CaO	1,53	2,02	2,20	2,09	П. п. п.	0,90	1,00	3,88	3,10

Примечание. 1, 2 — первичные, массивные слабо измененные жадеиты призматически-зернистой структуры; 3, 4 — вторичные жадеиты сферолитового строения.

дении каменного расплава и наличии множества центров кристаллизации. Добавка хромита в количестве 1% стимулировала уже образование зональных сферолитовых агрегатов с центрами из кубических кристаллов шпинели [Лебедева и др., 1975].

Исследования Ю. Д. Кручинина с соавторами (1972) показали, что окись хрома играет роль эффективного катализатора при кристаллизации стекол пироксенового состава. Катализирующее действие хрома связано с образованием шпинелидной фазы, которая выпадает первой и способствует выделению основной кристаллической фазы пироксена. Отмеченные особенности кристаллизации сферолитов, очевидно, имели место и при образовании ювелирно-поделочных жадеитов, где хром не только выступал в роли ведущего элемента — хромофора [Беличенко и др., 1979], но и инициировал процесс кристаллизации жадеитового пироксена. Но в отличие от опытов по каменному литью, где при низком давлении хром не входит в решетку пироксена, в рассматриваемом случае с жадеитами — породами высоких давлений [Добрецов, 1963], хром изоморфно замещает Al<sup>3+</sup> в жадеитовом пироксене, образуя космохлоровую молекулу. Процесс разложения хромшпинелида при образовании жадеитового пироксена препятствует образованию радиально-лучистых агрегатов жадеита. Поэтому в центральной части сферолитов первого типа изумрудно-зеленые высокохромистые жадеитовые пироксены и характеризуются тонкозернистой структурой, массивным сложением и принадлежат к лучшим сортам ювелирно-поделочного камня. Только в ходе последующей перекристаллизации индивиды жадеитового пироксена, освобождаясь от примесей Cr, Mg, Fe, приобретают способность направленного роста, что приводит к образованию описываемых радиально-лучистых агрегатов жадеитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беличенко В. П., Вохминцев А. Я., Платонов А. Н. и др. Оптико-спектроскопическое и колориметрическое исследование ювелирных жадеитов из месторождений СССР. — В кн.: Конституция и свойства минералов. № 13. Киев, 1979, с. 45—52.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и албитов хр. Борус (Западный Саян). — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1963, с. 24—316.
- Казак А. П., Молдавцев Ю. Е. Новое проявление жадеитов в северной части гипербазитового массива Рай-Из. — Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1976, т. 201, с. 119—123.
- Кизияров Г. П., Татаринев А. В., Платонов А. Н. и др. Первые находки ювелирно-поделочного жадеита в Западном Саяне. — Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 89—101.
- Кручинин Ю. Д., Кручинина Л. П., Устьянцева Т. А. О влиянии окиси хрома на кристаллизацию стекол пироксенового состава. — Изв. АН СССР. Сер. неорг. материалов, 1972, т. VIII, № 5, с. 911—915.



- Лебедева Г. А., Калинин Ю. К., Озерова Г. П., Фролов Г. П. Зональность в кампелитых трубах цеха каменного литья Кондопожского пегматитового завода. — В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л.: Наука, 1975, с. 157—162.
- Рашин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации основных силикатных расплавов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 66—75.
- Свириденко А. Ф., Коваленко В. С., Смирнов А. А. и др. Породообразующие и ювелирно-поделочные жадеиты Прибалхашья и Полярного Урала. — В кн.: Минералы и парагенезисы горных пород и руд. Л.: Наука, 1979, с. 100—111.
- Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Завьялова Л. А., Брандт С. Б. Рудные акцессорные минералы и особенности формирования жадеитовых и нефритовых тел в ультрабазитах Сибири. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 434—438.
- Wurmbach J., Neuhaus A. Das system  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$  (jadeit) —  $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$  (cosmochlor) in Druchbeweich von 1 bar bis 25 kbar bei 800°C. — Neues Jahrbuch Mineral, Abh., 1976, v. 127, N 3, p. 213—241.

Ф. А. ЛЕТНИКОВ, А. П. СЕКЕРИН

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА НЕФРИТОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Возросший в последнее десятилетие интерес к нефриту как ювелирно-поделочному камню стимулировал изучение его состава и условий формирования, поскольку в природе подобные образования довольно редки и полученная информация имеет важное петрологическое значение. В настоящее время нефритом называется порода, состоящая из тончайших волокон тремолит-актинолитового амфибола с характерной спутанно-волокнистой структурой. Необычная прочность нефрита, достигающая при одноосном сжатии 12 000 кг/см<sup>2</sup>, обусловлена особенностями его структуры. Удельный вес его составляет 2,8—3,1 г/см<sup>3</sup>, твердость по шкале Мооса 5,0—6,5. Цвет нефритов варьирует от снежно-белого до темно-зеленого и черного, с различной степенью густоты тона. С помощью методов оптической, ИК- и ЭПР-спектроскопии было выяснено, что основной вклад в окраску нефритов вносят ионы  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов  $\text{Mg}^{2+}$  [Платонов и др., 1975]. Цвет нефритов, содержащих менее 1% двухвалентного железа, обычно белый и увеличение содержания  $\text{Fe}^{2+}$  приводит к появлению зеленой окраски, а наличие хрома усиливает его яркость до изумрудно-зеленых тонов. Черный цвет некоторых нефритов обусловлен присутствием дисперсного графита. Высококачественный нефрит полупрозрачен и в тонких сколах просвечивает на глубину до 1 см. Следует отметить, что светлоокрашенные нефриты на месторождениях, связанных с гипербазитами, встречаются крайне редко и в основном распространены среди осадочно-метаморфических карбонатных пород.

Для светлоокрашенного нефрита характерно полное отсутствие рудной вкрапленности, цвет его колеблется от снежно-белого до темно-зеленого через голубоватые и зеленоватые оттенки. Преобладают нефриты светло-салатно-зеленого цвета. Окраска его иногда неравномерная, в виде полос различной мощности, что придает породе полосчатую текстуру, структура скрытокристаллическая, излом полураковистый, в тонких сколах просвечивает на глубину до 2,5 см. Микроскопически апокарбонатный нефрит представляет собой весьма тонковолокнистый тремолитовый агрегат с редкими игольчатыми выделениями того же тремолита. В большинстве случаев для них характерно неоднородное сложение, обусловленное наличием в тонкой «пуховой» массе волокон своеобразных завитушек со структурой «снежного кома». Волокна имеют размеры от



Таблица 1

Параметры элементарной ячейки зеленых нефритов Восточного Саяна и светлоокрашенного нефрита Средневитимской горной страны

Параметр	1	2	3	4	5	6
$a, \text{Å}$	9,86	9,85	9,86	9,80	9,86	9,81
$b, \text{Å}$	18,10	18,12	18,11	18,05	18,13	18,05
$c, \text{Å}$	5,30	5,29	5,30	5,27	5,30	5,29
$\beta^\circ$	104°62'	104°48'	104°65'	104°64'	104°64'	104°29'

Окончание табл. 1

Параметр	7	8	9	10	11	12
$a, \text{Å}$	9,81	9,78	9,82	9,84	9,82	9,82
$b, \text{Å}$	18,06	18,01	18,04	18,01	18,04	18,04
$c, \text{Å}$	5,27	5,25	5,28	5,30	5,28	5,28
$\beta^\circ$	104°47'	104°29'	104°36'	104°44'	104°43'	104°52'

Примечание. Среднеквадратичные погрешности определения параметров:  $\Delta a = \pm 0,01-0,02$ ;  $\Delta b = \pm 0,01-0,03$ ;  $\Delta c = \pm 0,005-0,01$ ;  $\beta = \pm 10$ . Образцы 1—5 — Восточный Саян: 1, 2 — жилы 11, 13, Горлыггольское месторождение; 3 — жила 12, Оспинское месторождение; 4 — жила 10, Уланходинское месторождение; 5 — жила 5, Оспинское месторождение. Образцы 6—12 — Средневитимская горная страна: 6 — темно-зеленый, 7 — сине-зеленый, 8 — кремовый (обохренный), 9 — табачно-зеленый, 10 — светло-зеленый, 11 — светло-салатно-зеленый, 12 — белый. Рентгенограммы проиндифицированы по расчетной дифрактограмме для тремолита Т. А. Сутуриной — обр. 1—5, Е. К. Васильевым — обр. 6—12. Институт земной коры СО АН СССР.

0,005—0,01 до 0,01—0,1 мм. Нередко структура нефрита под микроскопом приобретает вид войлока. Из других минералов в небольшом количестве встречаются апатит, реликты карбонатов, моноклинного пироксена и клиноцоизита. В отдельных шлифах среди волокнистой массы просматриваются реликтовые ограничения первичных кристаллов.

По рентгеноструктурным данным светлоокрашенные нефриты не имеют существенных отличий от густоокрашенных нефритов, связанных

Таблица 2

Средние химические составы нефритов и тремолитов Саяно-Байкальской горной области, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	55,47	55,99	56,40	57,40	55,05	53,38	56,96
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,12	0,04	0,08	0,05	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	1,29	1,59	1,44	1,50	1,82	1,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	0,63	0,47	0,82	1,08	1,22	0,46
FeO	4,09	4,42	4,58	3,65	3,70	4,26	0,52
MnO	0,11	0,10	0,17	0,19	0,11	0,12	0,05
CaO	11,55	12,30	12,51	12,37	12,60	12,59	13,38
MgO	22,77	22,69	21,98	21,32	22,51	22,73	24,46
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,17	0,12	0,13	0,19	0,13
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,08	0,08	0,03	0,07	0,16
П. п. п.	2,60	2,05	1,77	1,98	2,78	2,88	1,83
Cl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,36	0,23	0,29	0,20	0,21	<0,01
Число анализов	12	13	5	11	8	7	7

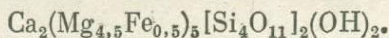
Примечание. Месторождения: 1 — Куртушибинское, 2 — Горлыггольское, 3 — Оспинское, 4 — Хамархудинское, 5 — Парамское; 6 — апонефритовые тремолиты; 7 — светлоокрашенный нефрит Средневитимской горной страны.



с гипербазитами Восточного Саяна (табл. 1), а химические составы разнятся лишь в содержании окислов железа (табл. 2). Спектральным анализом в светлых нефритах установлено (%): Cr — 0,0057; Ni — 0,0039; Co — 0,0005 (среднее по 15 определениям). Содержание фтора в них колеблется от 0,20 до 0,56 вес. % (среднее по 21 анализу, аналитик Т. Н. Железнова, ИТГУ). Это является их существенным отличием от нефритов Восточного Саяна, в которых содержание (%): Cr — 0,166; Ni — 0,0129; Co — 0,00657 (среднее по 9 определениям, Замалетдинов, Сутурин, 1974), а фтор присутствует в исчезающе малых дозах. Подобное отличие в микроэлементном составе обусловлено различным генезисом обеих разновидностей нефритов и является надежным критерием при поисково-оценочных работах, ибо светлоокрашенные нефриты в своей преобладающей массе связаны с процессами метасоматоза в карбонатных средах.

Нефритам гипербазитовых массивов свойственна идентичность как макро-, так и микроструктурных особенностей. Состоят они из тонких волокон тремолита, собранных в пучки, которые, тесно переплетаясь друг с другом, образуют спутанно-волоконистый агрегат. Каждый отдельно взятый пучок состоит из 10—30 субпараллельных волокон размером от  $0,005 \times 0,01$  до  $0,01 \times 0,2$  мм. В большинстве случаев под микроскопом даже при самых сильных увеличениях отдельные индивиды четко не выделяются. Согласно принятой в СССР классификации структур в нефритах наиболее часто встречаются фибробластовая (спутанно-волоконистая), спутанно-параллельно-волоконистая, порфиробластовая сноповая с фибробластовой основной тканью [Якшин, Замалетдинов, 1971]. Кроме того, в нефрите встречаются хлорит, тальк, серпентин, карбонаты, диопсид, пренит, эпидот, цоизит, гранат, призматический тремолит, апатит, сфен, магнетит, хромшпинелиды, сульфиды, гидроокислы железа, из которых серпентин, магнетит, хромшпинелиды, иногда диопсид являются реликтовыми, а остальные вторичными или сингенетическими.

Химический состав нефритов различных месторождений приведен в табл. 2. По величине коэффициента  $N = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}$  (от 82 до 99) их можно отнести к тремолиту. Величина  $N$  в тремолитах колеблется от 80 до 100, а в актинолитах она всегда ниже 80 [Киевченко, Сенкевич, 1976]. Кристаллохимические особенности тонковолокнистого амфибола с нефритовых месторождений детально изучены Ю. Н. Колесником (1966). Им, в частности, установлен изоморфизм по схеме  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$  и  $3\text{Mg} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ . В целом химическая формула тремолита, слагающего нефрит, имеет следующий вид:



Химические составы нефритов из месторождений Саяно-Байкальской складчатой области были обработаны на ЭВМ методом кластер-анализа. Для расчетов использовалась матрица  $n \times m$  ( $n$  — количество проб, равное 120;  $m$  — петрогенные окислы —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , п. п. п.). Пробы для кластеризации подобраны таким образом, что охватывают все типы нефритов. При этом учитывается их принадлежность к определенному региону, месторождению и положению в пределах месторождения (состав исходной породы, контактирующей с нефритом, парагенезисы родингитов и т. д.). Минимальное значение коэффициента корреляции при степенях свободы  $f = 118$  равно 0,2 [Налимов, 1960].

При рассмотрении характера корреляции окислов в анализе  $R$ -типа (рис. 1) выделяется значимая отрицательная связь между группой  $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{п. п. п.}$  ( $r = -0,50$ ). Первая группа окислов представляет собой в первом приближении идеальный состав тремолита, а во вторую входят примесные



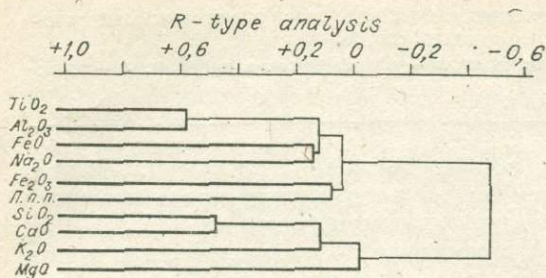


Рис. 1. Степень корреляционной связи между петрогенными оксидами в нефритах Саяно-Байкальской горной области.

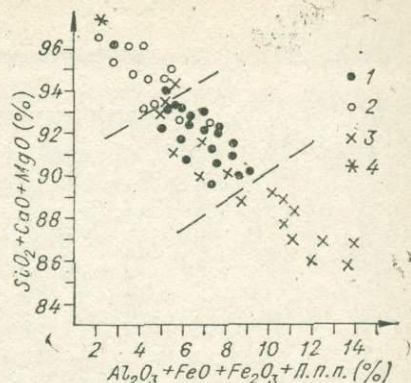


Рис. 2. Вариации содержаний окислов в нефритах различных типов и тремолититах.

1 — апогипербазитовые нефриты; 2 — аподоломитовые нефриты; 3 — тремолититы; 4 — теоретический состав тремолита.

соединения. Для группы характерно наличие положительной коррелятивной связи между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  ( $r = 0,50$ ) и почти полное отсутствие ее с  $\text{Mg}$ , что свидетельствует о непостоянстве содержания  $\text{Mg}$  в нефритах и более высокой по сравнению с  $\text{Si}$  и  $\text{Ca}$  способности  $\text{Mg}$  к изоморфному замещению. По данным  $R$ -типа анализа построена диаграмма, показывающая вариации содержаний окислов в нефритах и апогипербазитовых тремолититах (рис. 2). При ее построении  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  исключены, поскольку для них характерны очень малые содержания. На диаграмме показаны химические составы нефритов и тремолититов с месторождений Саяно-Байкальской складчатой области. Сюда же для сравнения нанесен идеальный состав тремолита. Как следует из диаграммы, апокарбонатные светлоокрашенные нефриты Средневитимской горной страны полностью отвечают составу тремолита. Апогипербазитовые нефриты характеризуются большей железистостью и образуют самостоятельное поле, совпадающее с областью распространения тремолититов. В нижней части поля тремолититов располагаются пробы, подвергшиеся вторичным изменениям, в частности хлоритизации, и характеризуются большей, чем нефриты, железистостью. В целом же для нефритов и тремолититов характерно отсутствие резких различий в химическом составе.

При группировке проб (анализ  $Q$ -типа) отчетливо выявляется близость химического состава нефритов с отдельных месторождений (рис. 3). Вместе с тем характер группировки проб указывает на отсутствие четко выраженной зависимости их состава от регионального фактора и вмещающих месторождения алюмосиликатных пород.

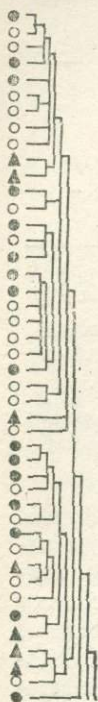
Изучение относительной подвижности компонентов при нефритизации серпентинитов проводилось по методу И. В. Давиденко (1975). В основе метода лежит сравнение содержаний компонентов (петрогенных окислов) из метасоматитов и исходных пород. Если содержание компонентов в сравниваемых выборках одинаково, то отношение их содержания равно единице и такой компонент будет наименее подвижен. При разных содержаниях отношение будет отлично от единицы на величину  $(X_1/X_2 - 1)$ , где  $X_1$  — метасоматит,  $X_2$  — исходная порода. О степени подвижности компонента будет свидетельствовать абсолютное значение величины  $(X_1/X_2 - 1)$ , а по характеру знака можно судить о привносе (+) или выносе (-). Вычисленные по этому способу ряды подвижности компонентов при образовании метасоматита и исходной породы по метасоматиту оказываются различными по абсолютной величине. Для удобства расчетов в предложенной формуле поменяли места числителя и знаменателя. В числителе ставится большее по своему абсолютному значению число, в знаменателе — меньшее. Определение знака (+) или



Q-type  
analysis  
0,0 0,1 0,2

Рис. 3. Группировка химических анализов различных генетических типов.

1 — апогипербазитовые нефриты; 2 — аподоломитовые нефриты; 3 — тремолиты.



• 1  
○ 2  
▲ 3

(—) производится в ходе числовой операции. Если в числителе находится содержание компонента в исходной породе, по полученному отношению ставится знак (—), и наоборот, знак (+) присваивается отношению, где в числителе находится содержание компонента в метасоматите. Проверка установленных рядов относительно подвижности компонентов более корректными методами с учётом пористости, удельных и объемных весов показала отсутствие принципиальных различий в результатах.

Нами для расчетов использованы средние составы нефритов и контактирующих с ними серпентинитов. По полученным данным ряд подвижности компонентов имеет следующий вид:  $\text{CaO} (+17,72) > \text{H}_2\text{O} (-5,06) > \text{MgO} (-0,60) > \text{K}_2\text{O} (+0,55) > \text{Fe}_{\text{общ}} (-0,30) > \text{SiO}_2 (+0,29) > \text{Na}_2\text{O} (+0,27) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,24) > \text{TiO}_2 (-0,20)$ .

Главной особенностью этого процесса является значительный привнос Са в серпентиниты и вынос  $\text{H}_2\text{O}$ . Остальные компоненты испытывают гораздо меньшую подвижность. Привнос в серпентиниты таких компонентов, как Si, Al, K, и внос Mg, Fe свидетельствуют об одновременности процессов родингитизации и нефритообразования. Диффузионный обмен между алюмосиликатной породой и серпентинитом на фоне интенсивного привноса Са позволяет отнести нефритообразование к биметасоматозу. Генерация  $\text{H}_2\text{O}$  при этом обуславливает интенсивное протекание метасоматических реакций. Преобладание привноса над выносом приводит к увеличению удельного веса нефрита по сравнению с серпентинитами. Выявленные особенности метасоматических изменений позволяют отнести нефритообразование, как и родингитизацию, к Fe — Mg — Са метасоматозу.

Как было показано ранее, антигоритовым серпентинитам, вмещающим нефритовые жилы, свойствен восстановительный режим формирования. В нефритах эта закономерность проявлена более четко. Степень окисления апогипербазитовых нефритов, вычисленная по формуле, что предложена А. Ритманом (1975), колеблется от 0,1 до 29,3% (среднее значение по 25 пробам составляет 10,6%). Существование восстановительных условий подчеркивается наличием в некоторых нефритах тонкодисперсного графита.

Указанные выше особенности метасоматического процесса не позволяют сделать какого-либо вывода о происхождении тонковолокнистости тремолита в нефритах. Сравнивая химические составы нефритов с игольчатыми и призматическими тремолит-актинолитовыми амфиболами из различных по составу метаморфических толщ, нетрудно заметить и близость последних. Отсюда химизм минералообразующей среды вряд ли играл главенствующую роль при образовании тонковолокнистой структуры в нефритах. Возможно, что некоторое влияние на это оказывала щелочность метасоматирующих растворов. Из приведенных М. Н. Малеевым данных (1971) по природным волокнистым силикатам можно заключить, что большинство последних встречается среди щелочных пород или в ассоциациях, указывающих на щелочность среды минералообразования (сфен, астрофиллит, лампрофиллит и др.). Волокнистость нефрита естественно не связана с конституцией тремолита, поскольку иногда на



одном и том же месторождении совместно образуются волокнистые кристаллы различного химического состава и структуры. В экспериментах [Киселева, 1966; Калинин и др., 1975] волокнистые силикаты синтезированы в широком интервале значений рН, от щелочных до кислых, однако щелочная среда более предпочтительна. Вполне вероятно, что связь щелочности среды и волокнистости минералов косвенна и обусловлена высокой реакционной способностью щелочных растворов.

Некоторые исследователи нефритов [Колесник, 1966] отмечают, что несмотря на волокнистость существует преимущественное направление в ориентировке волокон, в основном перпендикулярное стенкам жил. Кроме этого, у большинства жил в сторону серпентинитов по трещинам отходят ветвящиеся прожилки нефрита и поперечно-волокнистого тремолита, как бы цементируя трещиноватые серпентиниты.

Проведенное изучение взаимоотношений волокнистых и призматических форм тремолита в апогипербазитовых и апокарбонатных нефритах свидетельствует о структурной метастабильности волокнистого тремолита. В шлифах, взятых из контакта нефритовой жилы и серпентинитов, при больших увеличениях можно наблюдать, как по трещинкам спайности в пластинчатых зернах антигорита появляются волосовидные вроски тремолита, количество которых постепенно возрастает. При этом отмечается увеличение интерференционной окраски минералов от серой до желтовато-серой. Замещение начинается по трещинкам и зонкам дробления, постепенно охватывая всю породу. При полном замещении зерен антигорита образуются пучки субпараллельных волокон тремолита, тесно переплетенных между собой. Подобная структура в нефритах является самой распространенной, и другие типы структур обусловлены различной степенью перекристаллизации волокнистого тремолита в призматически-зернистые агрегаты.

Изучение светлоокрашенного апокарбонатного нефрита показало, что он в этом отношении не представляет исключения. По зонкам дробления и периферии залежей в нефрите наблюдаются крупные лучистые и призматические кристаллы тремолита иной генерации длиной до 1—2 мм. Призматические кристаллы тремолита ориентированы обычно по сланцеватости и имеют секущий характер по отношению к волокнистой массе. Оптические свойства апонефритового тремолита следующие:  $N_g = 1,632$ ;  $N_p = 1,609$ ;  $2V = -85^\circ$ ;  $cNg = 12^\circ$ . В ходе перекристаллизации возникают широкопризматические тремолититы. Спутанно-волокнистая структура нефрита уничтожается в ходе перекристаллизации и приводит к образованию полнокристаллических агрегатов. Исходя из того, что замещение нефритом происходит псевдоморфно и структурный мотив пород унаследуется полностью, можно заключить, что стрессовые напряжения не имели места при образовании спутанно-волокнистой структуры нефрита.

Таким образом, сравнение структуры антигоритовых серпентинитов и нефритов и изучение взаимоотношений волокнистых (нефритовых) и призматических (тремолитовых) форм тремолита дают основание предполагать, что нефрит является структурно-метастабильной фазой тремолита при псевдоморфном замещении им серпентинита.

Общая схема процесса выглядит следующим образом: на первых этапах по трещинам спайности антигорита образуются волосовидные кристаллики тремолита, количество которых постепенно возрастает. При полном замещении антигорита тремолитом образуются пучки субпараллельных волокон тремолита, тесно переплетенных между собой и обычно не выходящих за пределы антигоритовой «матрицы». Такая структура нефрита является самой распространенной и наследуется от исходной серпентинитовой массы, подвергшейся замещению. После этого в массе нефрита, особенно вдоль трещинок, начинается равновесная перекристаллизация с формированием удлиненных призматических кристаллов тре-



молита. Если этот процесс закончится, то вместо жилы нефрита будет образовано такое же по размерам тело тремолитов.

Следовательно, перекристаллизация нефрита в тремолит лимитируется длительностью процесса метасоматического замещения в режиме термостатирования, ибо решающим фактором для сохранения нефрита является незавершенность процесса. Отсюда становится понятным отсутствие крупных тел нефрита. Обычно это маломощные жилы, линзы и гнезда, подвергнутые в разной степени перекристаллизации с образованием тремолитов. Этот вывод хорошо иллюстрируется сопоставлением данных химизма (*Q*-тип анализа) нефритов и тремолитов нефритовых месторождений Саяно-Байкальской складчатой области (см. рис. 3). Как видно, отсутствуют различия в химизме нефритов и тремолитов.

Предложенный нами механизм формирования нефрита подтверждается экспериментами Д. В. Калинина с соавторами (1975). Ими было установлено, что тонковолокнистые амфиболы характерны для низкотемпературных условий эксперимента и при увеличении длительности опытов происходит перекристаллизация волокон в призматические кристаллы при тех же физико-химических условиях. Такой же эффект имеет место и с ростом температуры. Очевидно, что в природных условиях нефрит образуется при относительно невысоких температурах, на начальных стадиях процесса, когда мала скорость роста кристаллов тремолита, но высока скорость зародышеобразования, что в конечном итоге ведет к спонтанному процессу роста большого количества тонких псевдоморфных волокон тремолита по антигориту и к образованию нефрита. О невысоких температурах при нефритообразовании можно судить по составам парагенезисов родинитов, соответствующих фации зеленых сланцев.

В образце нефрита из жилы 11 Уланходинского месторождения, любезно предоставленном Р. С. Замалетдиновым, нами обнаружены включения кальцита, по всем признакам сингенетичные нефриту. Проведенное Е. И. Воробьевым определение состава кальцитов показало следующее (%): Ca — 38,80; Mg — 0,42; Fe — 0,33; Mn — 0,326; Sr — 0,030; MgCO<sub>3</sub> (мол. %)  $\approx$  1,8;  $T_{\min} = 380^{\circ}\text{C}$ . Судя по магнезиальности парагенных кальцитов, нижний температурный предел образования нефрита составляет  $380^{\circ}\text{C}$ . Верхняя граница нефритообразования может быть определена по пределу устойчивости серпентина и равна  $450^{\circ}\text{C}$ . Составы парагенезисов нефритоносных скарнов в карбонатных породах соответствуют указанным температурам.

Данные по кинетике гидротермального синтеза волокнистых амфиболов [Калинин и др., 1975; Макарова и др., 1977] показывают, что последние синтезируются в результате последовательной реакции, промежуточным продуктом которой является диопсид. Это позволило А. Н. Сутуруину [Сутурин и др., 1976, 1978] считать, что нефритообразование в гипербазитах происходит через стадию диопсидизации. Присутствующие иногда в метасоматической колонке диопсидиты, располагаются от нефрита как в сторону серпентинитов, так и родинитов, часто имея с ним постепенные взаимопереходы.

Присутствие диопсида в некоторых нефритах фиксируется отклонением состава амфиболов от стехиометрии. Однако, судя по экспериментам [Калинин, 1969; Макарова и др., 1977], метасоматическое замещение на основе ионообменных реакций с частичным унаследованием структурных мотивов исходных минералов происходит зачастую без промежуточных фаз и энергетически выгоднее. Поэтому образование тремолита по серпентину не должно происходить ступенчато, через диопсид. Подобная схема наблюдается при тремолитизации карбонатных пород, где имеются резкие различия в структурах исходных минералов и новообразований. И. А. Киселева (1968), проводившая синтез скарновых минералов, установила, что при постоянных  $T$ ,  $P$  и содержании Si возникновению пироксена



способствует высокая концентрация Са в растворе, при понижении которой синтезируется амфибол. Учитывая, что поля устойчивости тремолита и диопсида перекрываются, можно предположить, что появление зоны диопсидитов в метасоматической колонне нефритовых тел зависит при прочих равных условиях от активностей Са и Si во флюиде. Но независимо от физико-химических флуктуаций в гидротермальной системе нефритообразование в гипербазитах происходило за счет псевдоморфного замещения серпентинитовой матрицы, а в карбонатных средах — диопсидовой, что, конечно, не исключает образования нефрита в этих условиях за счет аподоломитовых серпентинитов.

Учитывая специфические особенности генезиса нефрита, следует предполагать широкий диапазон условий его образования, в основном в высокомагнезиальных средах, представленных магматическими или осадочными породами.

#### ЛИТЕРАТУРА

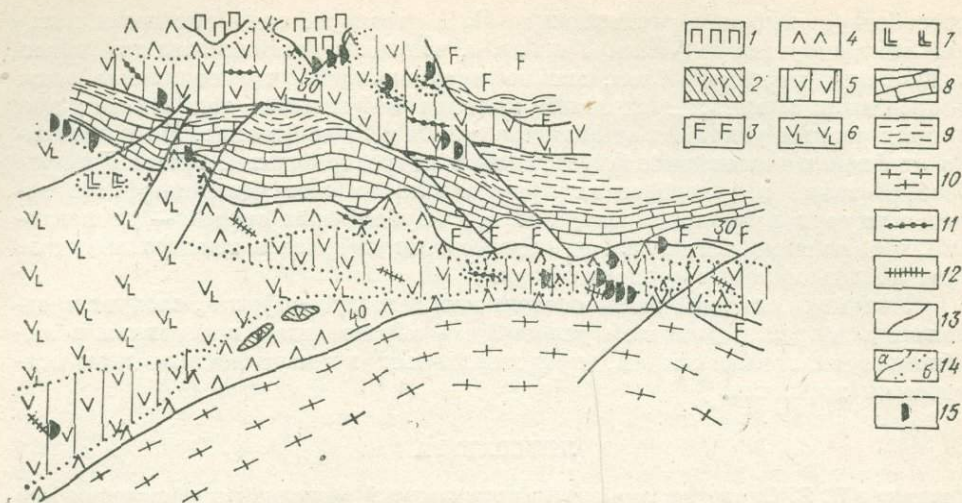
- Давиденко И. В. Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Недра, 1975, с. 255—259.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян). — *Советская геология*, 1974, № 9, с. 90—98.
- Калинин Д. В., Денискина Н. Д., Лохова Т. Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1975. 86 с.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений цветных камней. М.: Недра, 1976, с. 65—94.
- Киселева И. А. Гидротермальный синтез железистой роговой обманки и актинолита из кислых хлоридных растворов. — *Докл. АН СССР*, 1966, т. 171, № 1, с. 177—180.
- Киселева И. А. О равновесии ферроактинолит — геденбергит в зависимости от температуры и активности кальция. — *Геохимия*, 1968, № 1, с. 37—45.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
- Макарова Т. А., Нестерчук Н. И., Корыткова Э. Н. Изучение механизма образования амфибола в гидротермальных условиях. — *Зап. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1977, вып. 2, с. 106.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 184 с.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М.: Физматгиз, 1960. 212 с.
- Платонов А. Н., Беличенко В. П., Никольская Л. В., Польшин Э. В. Об окраске нефритов. — В кн.: *Конституция и свойства минералов*. Киев, 1975, с. 52—58.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 282 с.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В. Типы месторождений нефрита и критерии нефритоносности гипербазитовых массивов. — В кн.: *Минералогия гипербазитов дунит-гардбургитовой формации*. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1976, с. 123—131.
- Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Летников Ф. А. и др. Минералогия и генезис нефритов СССР. — В кн.: *Тезисы докладов XI съезда Междунар. минералог. ассоциации*. Т. II. Новосибирск, 1978, с. 110—112.
- Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Состав и структуры нефритов Восточного Саяна. — В кн.: *Вопросы геологии Сибири*. Томск, 1971, с. 220—221.

А. П. СЕКЕРИН

### НЕФРИТЫ ГОРЛЫКГОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

Горлыкгольское месторождение расположено в южной части Оспинско-Китойского гипербазитового массива, на левобережье р. Горлык-Гол, в его среднем течении (см. рисунок). Гипербазиты этого массива





Геологическая схема Горлыкгольского месторождения нефрита. Составили А. П. Серкери, Н. В. Секерина, использованы материалы И. С. Якшина и Р. С. Замалетдинова (1972).

1 — пироксениты (вебстериты, диопсидиты); 2 — метагаббро; 3 — метаэффузивы основного состава; 4 — антигоровые серпентиниты; 5 — хризотил-лизардитовые серпентиниты; 6 — хризотил-лизардитовые серпентиниты с реликтами оливина; 7 — серпентинизированные гарцбургиты; 8 — карбонатные породы; 9 — углисто-кварц-серпичитовые сланцы; 10 — кварц-карбонат-хлоритовые сланцы; 11 — родингиты по основным породам; 12 — родингиты по альбититам; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы между породами; резкие (а), постепенные (б); 15 — нефритовые жилы и их номера.

в настоящее время достаточно хорошо изучены [Белов, Богдаева, 1962; Пинус, Колесник, 1966], поэтому здесь не приводятся общие сведения по геологии.

На площади месторождения ультраосновные породы слагают два пластообразных тела широтного простирания, имеющих тектонические контакты с вмещающими карбонатно-терригенными отложениями протерозоя. Наиболее широко на месторождении распространены серпентиниты. Слабоизмененные гарцбургиты встречаются лишь в бассейне руч. Графитового в виде небольших овальных ядер.

Гарцбургиты сложены оливином (35—95%) и энстатитом (5—15%) с акцессорной примесью хромшпинелидов. По мере удаления от центральной части ядер постепенно возрастает степень серпентинизации пород, превращение их в петельчатые хризотил-лизардитовые серпентиниты. Антигоровые серпентиниты, образованные за счет перекристаллизации хризотил-лизардитовых, распространены в эндоконтактах тел, реже встречаются в центральных частях по зонам разрывных нарушений. Переходы антигоровых серпентинитов в хризотил-лизардитовые обычно постепенные. В зонах разрывных нарушений серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, нередко преобразованы в тальк-карбонатные породы и листовиты. Около ядер слабоизмененных гарцбургитов серпентиниты и находящиеся в них жилы альбититов и нефрита графитизированы. Тонкодисперсный графит равномерно «прошитоывает» все упомянутые породы, образуя скопления в трещинках и зальбандах. В восточной части месторождения на контакте гипербазитов с вмещающими породами располагаются линзовидные тела интенсивно альбитизированных, слабо хлоритизированных и амфиболлизированных основных метаэффузивов, отнесенных И. С. Якшиным к спилитам. Мощность тел колеблется от 0,05 до 0,2 км при протяженности до 2 км. Минеральный состав спилитов довольно постоянный. В их составе отмечаются роговые обманки и альбит, образующий вытянутые лейсты. Структура пород диабазовая. Мелкочешуйчатый бледно-зеленый хлорит распространен в породе спорадически.



Таблица 1

Средние химические составы спилитов, апогранитовых и аподиабазовых альбититов Горлыкгольского месторождения нефрита, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,70	52,16	61,71	66,92	55,99
TiO <sub>2</sub>	0,30	1,81	0,30	0,11	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	13,93	17,03	17,59	1,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	1,38	0,42	0,04	0,63
FeO	6,54	8,05	2,23	0,80	4,42
MnO	0,12	0,34	0,03	0,02	0,10
CaO	8,30	8,32	3,71	1,91	12,30
MgO	9,46	4,00	4,66	1,74	22,69
K <sub>2</sub> O	0,12	0,40	1,65	0,69	0,06
Na <sub>2</sub> O	4,17	4,04	6,66	9,85	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	—	0,05	0,01	0,36
CoO	0,03	—	0,02	0,002	—
NiO	0,02	—	0,08	0,05	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,19	0,07	0,02	—
SO <sub>3</sub> (общ.)	0,01	—	0,01	—	—
П. п. п.	1,79	3,04	0,96	0,25	2,05

Примечание. 1 — спилиты (n=2); 2 — спилиты по А. Н. Заварицкому (1955) (n=2); 3 — аподиабазовые альбититы (n=3); 4 — апогранитовые альбититы (n=2); 5 — нефриты (n=13).

На контакте спилитов с серпентинитами местами развиты пироксениты (диопсидиты, вебстериты). Резкая изменчивость структурных и текстурных особенностей пироксеновых пород, наличие в них замеченных реликтов серпентинитов — все это указывает на апосерпентинитовое происхождение пироксенитов. В спилитах на контакте с серпентинитами появляется клиноцоизит, и породы приобретают амфибол-клиноцоизитовый состав. Химический состав описываемых спилитов приведен в табл. 1 и для сравнения даны химические составы типичных спилитов по А. Н. Заварицкому (1955). При сравнении оказывается, что описываемые образования по химическому и минеральному составам почти идентичны типичным спилитам. Они несколько отличаются от нормативного состава повышенной магниальностью и меньшим содержанием калия и титана. Это отличие объясняется спецификой химизма основных пород, ассоциирующихся с альпинотипными гипербазитами [Глазунов и др., 1973].

В неразрывной связи с серпентинитами находится группа метасоматических пород — родингитов, они развиты на границе алюмосиликатных пород и серпентинитов, где слагают дайкообразные тела протяженностью от 2—3 до 40—50 м при мощности 1—10 м. В составе родингитов наблюдаются диопсид, тремолит-актинолитовый амфибол, минералы эпидотцоизитовой группы, альбит, кварц, пренит, хлорит, карбонат, кальциевый гранат, везувиан, волластонит, биотит, сфен, магнетит. Ю. Н. Колесником (1966) указывалось на присутствие в родингитах пектолита. Минеральный состав родингитов в различных телах не одинаков. Важно указать, что в ряде случаев на контакте родингитов и серпентинитов развиваются нефритовые жилы, образующиеся при замещении последних. Мелкие тела алюмосиликатных пород родингитизированы полностью, более крупные в центре содержат реликты первичных пород. Процессу родингитизации на площади месторождения в основном подверглись основные породы (спилиты, габброиды), а также углисто-хлорит-биотит-кварцевые сланцы и метасоматические альбититы. Более подробная характеристика минералогии родингитов приводится в табл. 2.



Минеральный состав и строение нефритсодержащих метасоматических колонок Горлыкгольского месторождения

Положение (количество жил) нефрита	Порода	Минеральный состав зон
1	2	3
На контакте серпентинитов и альбититов (14)	Серпентинит	Антигорит, тальк, тремолит, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Диопсидит (может отсутствовать)	Диопсид, тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Тремолитит (может отсутствовать)	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Диопсидит (может отсутствовать)	Диопсид, тремолит, магнетит
	Родингит	Цоизит, тремолит, диопсид, кварц, альбит, хлорит, лейкоксенизированный сфен
	Альбитит	Альбит, кварц, калишпат, биотит, тремолит-актинолитовый амфибол, монопроксен, магнетит, сфен
На контакте серпентинитов и основных пород и внутри последних (6)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Тремолитит (может отсутствовать)	Тремолит, хлорит, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Тремолитит (может отсутствовать)	Тремолит, хромшпинелид, магнетит, хлорит
	Родингит	Цоизит, клиноцоизит, тремолит, хлорит, диопсид, кварц, альбит, пренит, лейкоксен, сфен
	Габброид, метаэффузив	Соссюритизированный плагиоклаз, амфиболизированный монопроксен, цоизит, эпидот, актинолит, хлорит, диопсид, магнетит, ильменит
На контакте серпентинитов и родингитов (6)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит



1	2	3
	Родингит	Цоизит, тремолит-актинолитовый амфибол, клиноцоизит, диопсид, хлорит, кварц, альбит, лейкоксенизированный сфен
На контакте серпентинитов и углисто-хлорит-биотит-кварцевых сланцев (1)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, хромшишнелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшишнелид, магнетит
	Родингит	Цоизит, тремолит-актинолитовый амфибол, хлорит, диопсид, сфен
	Углисто-хлорит-биотит-кварцевый сланец	Кварц, биотит, хлорит, актинолит, апатит, кальцит, рутил

Наиболее сложным является вопрос о природе альбититов, подвергшихся родингитизации. В последнее время сложилось мнение, что альбититы в нефритозных гипербазитах Восточного Саяна имеют апогранитовое происхождение [Замалетдинов и др., 1974; Якшин и др., 1972]. Ранее подобную точку зрения высказывали Н. Д. Соболев (1934) и А. Ф. Коржинский (1954). Но изучение альбититов дает основание полагать, что большинство из них образовались при альбитизации основных пород типа спилитов, диабазовых порфиритов. Апогранитовые альбититы довольно редки в своей распространенности и встречены лишь в нескольких участках массива. Для аподиабазовых альбититов характерен порфировидный облик, сохранение в основной массе контуров диабазовой микроструктуры, тогда как для апогранитовых альбититов характерна гетерогранобластная структура, отсутствие порфировых вкрапленников-минералов. Кроме сохранения структурных черт исходных пород альбититы различаются по содержанию наиболее инертных при метасоматозе элементов, таких как титан и железо. Содержание титана в аподиабазовых альбититах почти втрое больше, чем в апогранитовых, и приближается к таковому в нормативном спилите (см. табл. 1). Общая железистость ( $FeO + Fe_2O_3$ ) их превышает железистость апогранитовых альбититов в 2,5 раза.

Таким образом, из приведенных данных видно, что большинство альбититов Горлыкгольского месторождения имеют аподиабазовую природу. К этому выводу склонялся также Ю. Н. Колесник (1966). Однако в отличие от Ю. Н. Колесника, рассматривавшего нефритизацию серпентинитов и альбитизацию диабазов как синхронные процессы, мы их считаем разновременными, поскольку явления нефритизации серпентинитов на контакте с альбититами, как правило, сопровождаются наложенной на альбититы родингитизацией.

Всего на месторождении насчитывается 27 жил нефрита, залегающих на контакте серпентинитов с родингитизированными кислыми и основными породами и образующих тела килообразной формы со слабо изогнутыми, почти прямолинейными границами. Длина жил колеблется от 1—2 до 2,5 м.

Нефритовые жилы располагаются только среди антигоритовых серпентинитов. Непосредственно на контакте с нефритом в серпентинитах отмечаются новообразования мелкочешуйчатого талька, хлорита, иголь-



чатого тремолита и диопсида. Нередко от нефрита в серпентиниты по трещинкам отходят ветвящиеся прожилки нефрита и поперечноволокнутого тремолита. На расстоянии 1—2 м от жилы прожилки исчезают.

Внешне нефрит представляет собой плотную массивную скрытокристаллическую породу. Цвет его зеленый, различной степени густоты тона, реже грязно-зеленый, табачно-зеленый. В участках графитизации нефрит из-за примеси тонкодисперсного графита приобретает черный цвет. Микроскопически он имеет фибробластовую структуру, слабо выраженную параллельную текстуру. Сложен нефрит тонкими волокнами тремолита, собранными в пучки размером  $0,05 \times 0,1$  мм —  $0,1 \times 0,2$  мм. Величина и направление пучков изменяются на коротком расстоянии, что обуславливает появление типичной для него спутанно-волокнутой структуры. Количество волокон в пучках достигает 20—30. В участках трещиноватости и по периферии жил в нефрите появляются щеповидные призмы тремолита размером до 3 мм. Иногда по периферии жилы окаймлены зонками тремолититов. Из аксессуарных минералов в нефрите отмечаются зерна хромшпинелида с каймами магнетита и мелкочешуйчатого бесцветного хлорита.

Химический состав нефритов Горлыкгольского месторождения приведен в табл. 1. Кристаллохимические формулы амфибола, слагающего нефрит, имеют следующий вид: 1)  $(\text{Ca}_{1,83}\text{Mg}_{0,33})_{2,16}(\text{Mg}_{4,55}\text{Fe}_{0,39}^{2+}\text{Fe}_{0,05}^{3+}\text{Al}_{0,01})_5 \cdot [\text{Si}_{7,76}\text{Al}_{0,24}]_8\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,39}\text{O}_{0,61})_2$ ; 2)  $(\text{Ca}_{1,81}\text{Mg}_{0,56})_{2,37}(\text{Mg}_{4,46}\text{Fe}_{0,51}^{2+}\text{Al}_{0,03})_5[\text{Si}_{7,82}\text{Al}_{0,18}]_8\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,25}\text{O}_{0,75})_2$ . Анализ кристаллохимических особенностей волокнутой амфиболов, в том числе и с Горлыкгольского месторождения, сделан Ю. Н. Колесником (1966). Полученные нами данные подтверждают сделанные им выводы.

По пространственной связи с алюмосиликатными породами, составу околорудных метасоматических зон нефритовые жилы месторождения подразделены на четыре типа (см. табл. 2).

Альбититы, ассоциирующиеся с нефритовыми жилами типа I, характеризуются отчетливо выраженной офитовой микроструктурой основной массы, сложенной вытянутыми лейстами альбита с подчиненным количеством кварца и калишпата. Редкие листочки биотита, зерна щелочных амфиболов и пироксенов встречаются спорадически. Зерна калишпата с периферии иногда окружены каймами альбита. Альбитовые, калишпатовые, кварцевые зерна пронизаны игольчатыми или метельчатыми кристаллами тремолит-актинолитового амфибола, количество которого иногда достигает 20%. В некоторых дайках альбититов наблюдается тонкораспыленный графит. При этом графитизация распространяется на все метасоматические зоны, включая нефрит и серпентинит. По мере приближения к нефритовой жиле количество амфибола в альбититах увеличивается до 50%, появляется диопсид, скопления цоизита и хлорита; кварц и альбит присутствуют в реликтах. Иногда между родингитами и нефритом располагается зона диопсидитов, состоящая из таблитчатых зерен диопсида, по периферии окруженных тремолитовыми каймами.

Основные породы, в значительной мере метаморфизованные, на контакте с нефритовой жилой обычно состоят из цоизита, клиноцоизита, хлорита, диопсида, находящихся в различных количественных соотношениях. Отличается этот тип от нефритовых жил, связанных с родингитами (тип III), присутствием исходных для родингитов пород. Для третьего типа состав исходных алюмосиликатных пород устанавливается с большим трудом, поскольку составы родингитов, образованных по кислым и основным породам, близки.

Большой интерес представляет находка нефрита на контакте серпентинитов и углесто-хлорит-биотит-кварцевых сланцев, относящихся к ильчирской свите среднего протерозоя. В сланцах по мере приближения к



Таблица 3

Химический состав метасоматических зон нефритовой жилы 20 Горлыкгольского месторождения (вес. %)

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	42,98	59,72	56,00	33,12	57,98	67,50
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,03	0,02	4,48	0,74	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	1,43	1,03	18,32	13,02	13,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	Не обн.	0,89	2,32	0,44	0,74
FeO	3,22	3,18	4,98	13,15	6,47	4,45
MnO	0,08	0,08	0,38	0,43	0,53	0,50
CaO	0,40	2,32	12,64	9,11	5,12	1,95
MgO	36,20	27,30	21,70	12,07	4,10	2,60
Na <sub>2</sub> O	0,01	Не обн.	0,07	0,01	0,04	0,05
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,04	2,93	3,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,01	0,70	0,17	0,33
Н. п. п.	11,55	4,90	1,30	5,56	6,80	3,70
CO <sub>2</sub>	Не обн.	0,09	0,04	0,04	1,98	0,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,004	0,03	0,02	Не обн.	0,01
CoO	0,02	0,003	0,01	0,01	»	Не обн.
NiO	0,12	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Σ	99,74	99,09	99,15	99,40	100,33	100,16

Примечание. 1 — антигоритовый серпентинит, обр. Ж-20/3; 2 — тремолит-талкозная порода, обр. Ж-20/4; 3 — нефрит, обр. Ж-20/5; 4 — тремолит-цоизитовый родингит с лейкоксеном, обр. Ж-20/6; 5, 6 — углисто-хлорит-биотит-кварцевый сланец: обр. Ж-20/10 — измененный, обр. Ж-20/12 — без изменения. Аналитик А. П. Галанова, ИРГИРЕДМЕТ.

нефритовой жиле появляются карбонат, актинолит, эпидот, а затем и цоизит. Биотит полностью замещается хлоритом. Полосчатость в сланцах постепенно исчезает, и породы приобретают массивное сложение. Непосредственно на контакте с нефритом сланцы превращены в тремолит-цоизитовые родингиты с обильными выделениями лейкоксена.

Антигоритовые серпентиниты на границе с нефритом оталькованы и тремолитизированы.

Характерно появление в нефрите на границе с апосланцевыми родингитами зерен и скоплений цоизита. Тонковолокнистый тремолит, слагающий нефритовую жилу, при этом местами перекристаллизовывается в призматические агрегаты. В непосредственных контактах сланцев с серпентинитами никаких изменений в их составе не наблюдается. Химический состав метасоматических зон этого типа приведен в табл. 3.

В заключение отметим, что Горлыкгольское месторождение отличается от подобных месторождений в Западном Саяне, Джидинском хребте и Северном Прибайкалье [Секерин, 1979]. Прежде всего в этой группе его выделяет распространенность тел кислых пород, которые на других месторождениях редки или совсем отсутствуют. Но по другим признакам, в частности по характеру метасоматической зональности, оно весьма сходно с другими месторождениями (в связи с нефритовыми жилами). Особенно это подчеркивается идентичностью составов парагенезисов метасоматитов. Отмеченная Ю. Н. Колесником (1966) связь нефритизации с процессами образования диопсид-везувиан-гранатовых родингитов нашими исследованиями не подтвердилась. Родингиты, состоящие в основном из граната, диопсида, везувиана, волластонита, обнаружены в иной геологоструктурной обстановке, среди хризотил-лизардитовых серпентинитов, и в отношении нефритоносности бесперспективны.

Отмеченные черты минералогии и закономерности локализации нефритовых жил на Горлыкгольском месторождении позволяют дополнить и уточнить критерии оценки нефритоносности гипербазитов. Как было по-



казано выше, в случае нефритообразования на контакте с альбититами последние родингитизируются. Поэтому появление среди серпентинитов альбитизированных габброидов и гранитоидов свидетельствует о потенциальной их нефритоносности лишь при условии проявления приконтактной родингитизации. Установленная парагенетическая связь нефрита с минералами эпидот-цоизитовой группы, диопсидом, кварцем, хлоритом значительно расширяет перечень критериев поисков и перспективы нефритоносности гипербазитовых массивов, поскольку указанный парагенезис распространен значительно шире, чем это считалось ранее.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В., Богидаева М. В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 103—156.
- Глазунов О. М., Корнаков Ю. П., Стамборовский Н. Н. и др. Геохимическая характеристика и сопоставление габброидов Саяно-Байкальской складчатой области. — В кн.: Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1973, с. 82—108.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян). — Советская геология, 1974, № 9, с. 90—98.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
- Коржинский А. Ф. Скарновые образования в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1954, вып. 3, ч. 87, с. 327—347.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966, с. 23—28.
- Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Первая находка нефритов в ассоциации с флогопитом в Восточном Саяне. — В кн.: Эндеогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск, 1972, с. 211—214.

#### И. С. ЯКШИН

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФРИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ИЗ КОНТАКТА ГРАНИТОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

(*Восточный Саян*)

В гипербазитах Восточного Саяна известно около ста нефритовых жил, объединенных в пять месторождений (Уланходинское, Оспинское, Горлыкгольское, Бортогольское и Зун-Оспинское). Большинство жил генетически связаны с метасоматическими кислыми (альбититы, калишпат-альбитовые метасоматиты) или основными породами (габбро и габбро-долериты). В непосредственной связи с гранитоидами зеленые нефриты ранее не были обнаружены. Нефриты в зоне контакта гипербазитов и плероальбитовых кварцевых лейкодиоритов [по Лодочникову, 1941] отмечены впервые в 1972 г. в западной части Оспинско-Китойского массива (бассейн Горлык — Дабан — Жалга).

Состав и строение массива гипербазитов подробно описаны в литературе [Богидаева, 1961; Пинус, Колесник, 1966; Колесник, 1966; Глазунов, 1971, 1974; Секерин и др., 1977], поэтому эти данные не приводятся. Здесь среди серпентинитов залегает пластинообразное субгоризонтальное тело кварцевых лейкодиоритов сумсунурского комплекса, содержащее также ксеролиты серпентинитов. В южном контакте тела наблюдается прерывистая полоса тремолититов мощностью 0,6—1,0 м. Последовательность залегания пород в контакте выглядит следующим образом: серпентини-



Рис. 1. Нефриты на контакте плероальбитовых кварцевых лейкодиоритов.

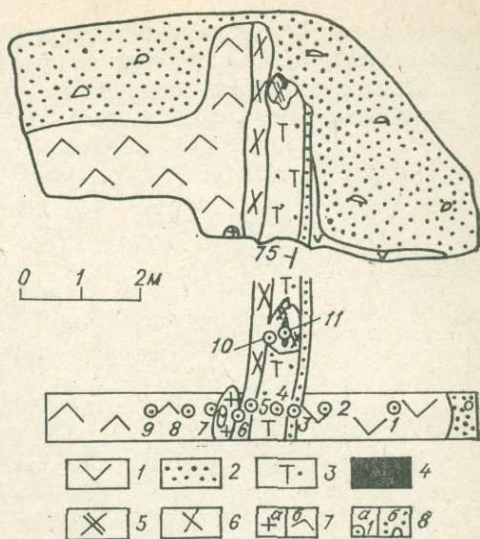
1 — антигоритовые серпентиниты; 2 — серпентиниты с жилками тремолита; 3 — тремолититы; 4 — нефриты; 5 — диопсидиты; 6 — родингиты; 7 — альбититы (а) и кварцевые лейкодиориты (б); 8 — места отбора проб и их номера (а) и делювиальные отложения (б).

ты — серпентиниты с тремолитом — тремолититы. Далее следуют нефриты — диопсидиты — родингиты (рис. 1). Как видно, головные зоны представлены серпентинитами, промежуточные — тремолититами, нефритами, диопсидитами, а тыловые — родингитами. Обычно в последующей зоне имеются реликты предыдущей (например, реликты серпентина, магнетита и хромшпинелида в нефритах). Следует отметить, что подобная последовательность в расположении и тенденция развития метасоматитов была отмечена С. И. Заком (1980) в гипербазитах Кольского полуострова.

Вмещающие нефриты темно-зеленые скрытокристаллические массивные серпентиниты состоят из различно ориентированных чешуек антигорита, жилок хризотила, зерен магнетита и магнетита. По зальбандам жилок хризотила развивается магнетит. Магнетит присутствует в виде сыпи мелких зерен, довольно часто образующих субпараллельные полосы в серпентинитах, что связано с перераспределением рудного вещества при серпентинизации и пластичных деформациях. Реликты хромшпинелида отмечены только внутри крупных кристаллов магнетита.

По антигоритовым серпентинитам развивается маломощная выдержанная по простиранию зонка тремолитизированных серпентинитов. Чешуйки антигорита различного размера четко ограничены со всех сторон. Концы этих чешуек имеют пилообразный излом. Тремолит в серпентинитах образует жилки мощностью 0,2—0,3 мм, а также сноповидные агрегаты; рассеян в массе породы в виде отдельных игол и призм. Идиоморфные октаэдрические кристаллы хромшпинелида окружены каемками тремолита. В серпентинитах около тремолититов появляется тальк, иногда образующий секущие жилки совместно с крупноволокнистым серпентином.

Тела тремолититов параллельны контакту серпентинитов и кварцевых лейкодиоритов. Внешне тремолититы представляют собой темно-зеленые сланцеватые породы, состоящие из игол, призм и волокон тремолита, ориентированных в одном направлении. Волокна собраны в пучки и снопки. Толщина одного волокна составляет 0,01—0,03 мм, что в несколько десятков раз превышает толщину волокон тремолита в нефрите. Длина волокон соответствует длине пучка. В неправильных жилках, пересекающих тремолититы, наблюдается карбонат. Хромшпинелид и магнетит присутствуют в виде мелких реликтовых скелетных зерен, промежутки в которых выполнены тремолитом. Нефрит на контакте тремолитита и диопсидита образует небольшую линзу. Он имеет травяно-зеленый цвет, под микроскопом спутанно-волокнистую структуру и сланцеватую текстуру. Нефрит состоит из переплетенных между собой пучков актинолит-тремолита. В каждом пучке насчитывается 10—30 субпараллельных волокон. Реже наблюдаются призмы тремолита (до  $0,2 \times 0,4$  мм) с «расщепленными» концами. Волокнистые агрегаты амфибола ориентированы примерно согласно, что придает нефритам сланцеватость. Реликтовый магнетит в коли-





честве менее 1% присутствует в нефрите в виде остроугольных обломков (до 0,10 мм), образовавшихся за счет дробления исходных зерен (1—2 мм).

Приведем средние содержания редких и рассеянных элементов в нефритах, связанных с кислыми алюмосиликатными породами:

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1	61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10	2,80
2	61,00	0,48	17,20	1,48	2,95	0,06	1,87

№ п/п	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
1	5,38	3,37	2,10	1,22	0,26	—	—
2	4,38	7,75	0,90	—	—	0,01	0,17

Примечание. 1 — кварцевый диорит, среднее по Дели, 1933; 2 — плероальбитовый кварцевый лейкодиорит, проба К-81/9.

Обращает на себя внимание, что эти нефриты отличаются от других метасоматитов разреза высокими концентрациями никеля, цинка, меди и низкими — ванадия.

Лейкократовые диопсидиты, окружающие нефриты, сложены хорошо образованными призматическими кристаллами диопсида с незначительной примесью магнезита, кварца, клиноцоизита, кальцита и чешуек хлорита. Кристаллы пироксена ориентированы в различных направлениях; размер их составляет 0,2—0,5 мм. Крупные кристаллы кальцита содержат пучковидные веерообразные пойкилитовые вростки клиноцоизита. Хотя эти вростки разобцены массой карбоната, но угасают под микроскопом одновременно.

Выдержанная маломощная зона родингитов калишпат-диопсидового состава в разрезе параллельна зоне тремолититов. Родингиты состоят из идиоморфных призматических кристаллов диопсида, редких совершенных по форме призм клиноцоизита, зерен и жилков полевошпатового состава, сложенных калиевым полевым шпатом, альбитом и примесью кварца. Диопсид образует как мономинеральные скопления, так и единичные зерна среди полевошпатовой массы. Тремолит присутствует в остаточных скоплениях или в виде тонких волокон, пронизывающих агрегаты полевого шпата. Неправильные выделения лейкоксена распределены неравномерно.

Плероальбитовые кварцевые лейкодиориты, выделенные в сумсунурский комплекс, впервые детально описаны В. Н. Лодочниковым (1941). От типичных кварцевых диоритов они отличаются низким содержанием роговой обманки и повышенным содержанием плероальбита.

Кварцевые лейкодиориты состоят из идиоморфных полисинтетически сдвойникованных лейст альбита (64—86%), редких зерен кварца (до 8%), равномерно распределенных чешуек биотита (до 8%) и амфибола, небольших количеств тремолита, клиноцоизита, хлорита, лейкоксена и апатита (в порядке снижения содержания). В результате дробления двойники альбита смещены или изогнуты. Биотит образует мелкие, разнообразно ориентированные чешуйки, слагающие неправильные скопления. С биотитом постоянно ассоциируют зеленый хлорит и зерна лейкоксена, которые слагают цепочки, располагающиеся вдоль плоскостей спайности чешуек. Клиноцоизит присутствует в виде идиоморфных зерен, заключенных в крупных лейстах альбита (плероальбит). Более крупные (0,2—0,4 мм) единичные кристаллы клиноцоизита фиксируются и среди других минералов кварцевого лейкодиорита. Пучки и сферолиты волокон тремолита равномерно распределены в породе. Толщина волокон составляет 0,0015—0,0030 мм.



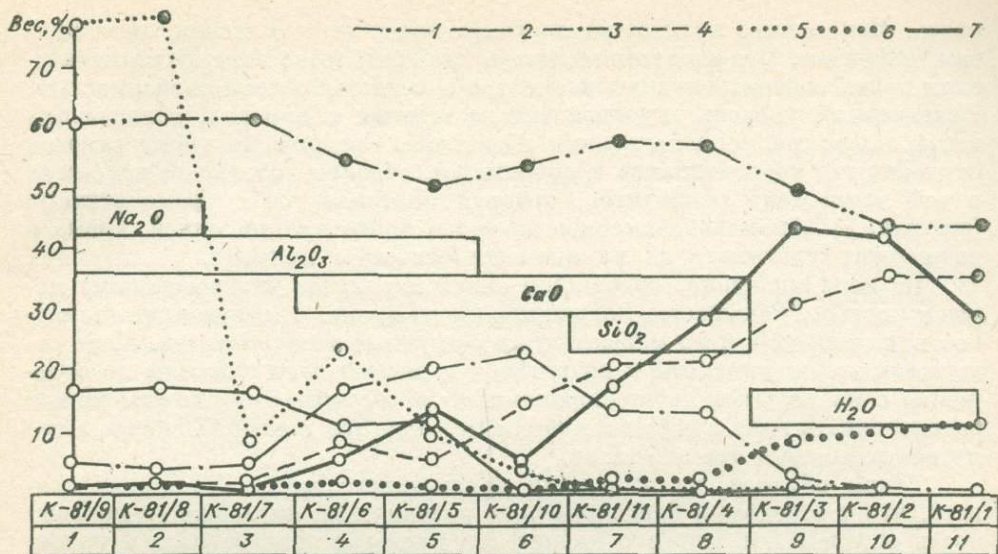


Рис. 2. Химический состав метасоматитов на границе с кварцевыми лейкодиоритами. По оси абсцисс в верхней строчке — номера проб, в нижней — горные породы: 1 — 3 — плероальбитовые кварцевые лейкодиориты; 4, 5 — родингиты; 6 — диопсидиты; 7 — нефриты; 8 — тремолититы; 9 — серпентиниты с тремолитом; 10, 11 — серпентиниты. Петрогенные окислы: 1 — кремнекислота; 2 — глинозем; 3 — окись кальция; 4 — окись магния; 5 — окись натрия; 6 — вода связанная; 7 — окись хрома. Содержания окиси хрома увеличены в 100 раз, окиси натрия — в 10 раз.

Особенности химизма диоритов показаны выше, где для сравнения приведен средний анализ по Дели. Заметно обеднение изучаемого диорита железом, магнием, кальцием и калием при некотором обогащении алюминием и натрием.

На графике, отражающем изменение содержаний окислов в метасоматитах и кварцевых диоритах (рис. 2), по локальным экстремумам кривых установлено пять зон повышенного содержания окислов Si, Ca, Al, Na. Аналогичный состав и порядок зон указывается С. И. Заком (1980) для локальной метасоматической колонки: серпентинит — талькит — актинолитит — флогопитовый слюдит. Интересно, что эти данные хорошо выражены при другом способе пересчета анализов. Зона повышенного содержания водорода отмечена в серпентинитах, с пиком концентрации связанной воды в пробе К-81/1. Зона повышенного содержания кремнезема совпадает с телами тремолититов и нефритов. Локальное повышение концентрации окиси кальция охватывает тремолититы, нефриты, диопсидиты и родингиты, причем максимальное значение отмечено в диопсидитах. Повышенные количества глинозема определены в родингитах и кварцевых лейкодиоритах, а окиси натрия — только в кварцевых лейкодиоритах.

Нефриты отвечают зонам повышенного содержания кремнезема и окиси кальция. Как видно из рисунков, зоны перекрывают и последовательно сменяют одна другую. Перекрытие отсутствует только на границе тремолитит — серпентинит (с тремолитом), что объясняется выпадением талькитов из состава метасоматической колонки. Естественно, количество окиси магния постепенно снижается от серпентинитов к кварцевым лейкодиоритам. В этом же направлении возрастает содержание кремнекислоты. Эти изменения на графике фиксируются отрицательной корреляцией концентрации окиси магния и кремнекислоты. Вместе с тем между содержаниями окиси кальция и закиси марганца обнаруживается положительная



связь. Наибольшее количество марганца присуще родингитам, диопсидитам, нефритам. Что касается магния и кальция, то во всех метасоматических зонах содержания этих элементов связаны обратной зависимостью. Повышенный уровень двуокиси титана отмечен в породах, обладающих также высокими концентрациями глинозема. Содержание хрома заметно снижается от серпентинитов к родингитам, образуя небольшой максимум в той части тела родингитов, которая контактирует с тремолититами (см. рис. 2). Аномально высокое значение концентрации окиси хрома в родингитах указывает на их апогипербазитовую природу.

По мере снижения содержания окиси магния от ультраосновных пород к кислым уменьшается количество окиси хрома. Эта четкая закономерность установлена и во многих других разрезах метасоматитов. Хотя содержания кремнекислоты в родингитах и диопсидитах снижены по сравнению с кварцевыми лейкодиоритами, вряд ли эти метасоматиты можно рассматривать как зоны дисиликации, так как они возникли скорее всего путем замещения тремолититов.

Таким образом, на основании приведенного материала можно сказать, что в отдельных благоприятных условиях не исключается возможность образования зеленого нефрита на контакте гипербазитов и гранитоидов. В результате могут быть расширены перспективы поисков этого сырья. Последовательное формирование метасоматических зон, видимо, следует рассматривать как проявления «фронта» гранитизации ультраосновных и основных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богидяева М. В. Оспляско-Китойский массив гипербазитов (Восточный Саян).— В кн.: Петрографические исследования магматических пород Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 5—50.
- Глазунов О. М. Некоторые геохимические аспекты дифференциации гипербазитов.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с. 88—89.
- Глазунов О. М. Состав серпентинитов из пород различных формаций Сибири.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 113—123.
- Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
- Лодочников В. Н. Петрология Ильчирско-Мондинского района. Иркутск: ОГИЗ, 1941. 197 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 212 с.
- Секерия А. П., Якипин И. С., Грудинин М. И. К вопросу об окислительно-восстановительных условиях в некоторых офиолитовых ассоциациях.— Докл. АН СССР, 1977, вып. 234, № 4, с. 928—931.



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
В. И. Левицкий, З. И. Петрова. Некоторые закономерности формирования проявлений благородной шпинели в Прибайкалье . . . . .	5
Л. З. Резницкий, А. В. Татаринов. Лавровит Южного Прибайкалья — новый вид ювелирного камня . . . . .	13
Ю. П. Тропин, С. М. Бойко, В. И. Гребенщикова, Л. Ю. Пивоварова, Р. С. Замалетдинов, Г. С. Плюснин. Геохимия и генезис Шерловогорского месторождения аквамаринов и топазов . . . . .	18
А. В. Татаринов. Минералы кремнезема и условия образования аметиста в скарново-магнетитовых полях юга Сибирской платформы . . . . .	34
Н. В. Владыкин, Л. Н. Матвеева, Н. Г. Богачева, Ю. А. Алексеев. Новые данные о чароите и чароитовых породах . . . . .	41
В. Г. Иванов, А. Н. Сапожников. Структурно-минералогические особенности оптически изотропного лазурита из месторождений Прибайкалья . . . . .	57
Е. И. Воробьев. О генезисе лазурита . . . . .	62
А. И. Сизых. Гранаты докембрия Бирюсинского метаморфического пояса . . . . .	68
С. А. Гурулев. Голубые диопсиды Сибири . . . . .	84
А. В. Татаринов, Г. П. Кизияров, С. Г. Прокудин. Сферолитовые агрегаты ювелирно-поделочных жадеитов Борусского пояса офиолитов Западного Саяна . . . . .	90
Ф. А. Летников, А. П. Секерин. Особенности состава и генезиса нефритов Саяно-Байкальской горной области . . . . .	96
А. П. Секерин. Нефриты Горлыкгольского месторождения в Восточном Саяне . . . . .	103
И. С. Якшин. Минералогические и петрохимические особенности нефритоносных метасоматитов из контакта гранитоидов и гипербазитов (Восточный Саян) . . . . .	110

### МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Ответственный редактор  
*Олег Михайлович Глазунов*

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

Редактор издательства З. Д. Роскина  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник Н. А. Пискун  
Технический редактор А. В. Сурганова  
Корректоры В. К. Чичельник, Т. Ф. Погиблова

---

ИБ №10984

Сдано в набор 25. 02. 82. Подписано к печати 16.02.83. МН-07504. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,9. Уч.-изд. л. 12,5. Тираж 2200 экз. Заказ № 79. Цена 1 р. 30 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.



**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»  
готовятся к выпуску следующие книги:**

**Казанский Ю. П.** Введение в теорию осадконакопления. 25 л. 4 р. 10 к.

Излагается новая теория осадконакопления, в основу которой положены представления о гетерогенности природного осадка. Выделяемые автохтонные и аллохтонные компоненты позволяют расшифровать осадок как продукт взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Проведена типизация сред и источников материала, прослежено их изменение в геологической истории Земли. Разработаны принципы выделения седиментационных обстановок и бассейнов. Введено понятие о седиментосфере. Для важнейших типов полезных ископаемых предложены седиментационные модели развития во времени.

Для литологов и геологов, научные и практические интересы которых связаны с учением об осадочных породах.

**Шаракшинов А. О.** Щелочной магматизм Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье). 15 л. 2 р. 30 к.

Впервые приводится геолого-петрографическая характеристика щелочных массивов Витимского плоскогорья, выявленных в зоне средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации консолидированных структур байкалид и каледонид Западного Забайкалья. Детально освещены петрографические и петрохимические особенности всех разновидностей щелочных пород. Особое внимание обращено на характеристику уртит-якупирангитовых пород региона в связи с возможностью использования уртитов в качестве минерального сырья для производства глинозема.

Для геологов, занимающихся изучением щелочных пород и гранитоидов.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630696, Морской проспект, 22. Магазины «Наука».*



Для получения книг почтой  
заказы просим направлять по адресам:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13  
320005 Душанбе, проспект Ленина, 95  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148  
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2  
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57  
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72  
103009 Москва, ул. Горького, 8  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
117192 Москва, Мичуринский пр., 12  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22  
142292 Пущино 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  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87



Некоторые закономерности формирования проявлений благородной шпинели в Прибайкалье. Левицкий В. И., Петрова З. Н. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся результаты геолого-петрологического и минералого-геохимического изучения проявлений благородной шпинели в шарыкалгейской, слюдянской, ольхонской и святоносской сериях Прибайкалья. Показано широкое распространение проявлений со шпинелями красного цвета в участках развития пород магнезиально-скарновой формации и выявлены некоторые закономерности их формирования.

Скопления благородной шпинели образуются в результате перекристаллизации на постмагматическом этапе ранних мелкозернистых пород, формирование которых обусловлено региональными процессами гранитизации доломитовых мраморов на ультраметаморфическом этапе. Приводятся результаты изучения химического и редкоземельного состава шпинели и кальцитов в зональных телах магнезиальных скарнов.

Показано закономерное положение пород с красной шпинелью в передовых зонах метасоматических тел, образующихся по мраморам. Выявлены типохимические особенности шпинели и кальцита, а также причины окраски шпинели. Ил. 1, табл. 3, библиогр. 15.

Лавровит Южного Прибайкалья — новый вид ювелирного камня. Резницкий Л. З., Татаринов А. В. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Подтверждено присутствие в слюдянской кристаллической толще (Южное Прибайкалье) ванадийсодержащего диопсида — лавровита. Он содержится в кремнисто-карбонатных метаморфических породах (состав: кварц, белый диопсид, кальцит, апатит) в виде рассеянной вкрапленности, существенно мономинеральных мелкозернистых скоплений и порфиробластов (до 4—5 см). Лавровит широко варьирует по содержанию и соотношениям Sr и V. Специфичная ярко-желто-зеленая окраска у минерала появляется, начиная с содержаний  $V_2O_5$  — 0,3—0,5%. Монокристаллы с содержанием  $V_2O_5$  более 1—1,5% имеют исключительно яркий цвет и сильный аллохромизм от желтых к синеватым тонам. Для изготовления высококачественных кабошонов природные плотные мелкозернистые лавровитовые и кварц-лавровитовые породы. Из монокристалльных порфиробластов возможна выборка бездефектных частей для фасетной огранки. Табл. 1, библиогр. 11.

Геохимия и генезис Шерловогорского месторождения аквамаринов и топазов. Трошин Ю. П., Бойко С. М., Гребенщикова В. И., Пивоварова Л. Ю., Замалетдинов Р. С., Плюснин Г. С. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании анализа геолого-структурных, геохимических и экспериментальных данных сделан вывод о том, что грейзеновые тела Шерловой Горы, содержащие аквамарин и топазы, представляют собой автометасоматически замещенные дифференциаты редкометалльных литий-фтористых гранитов. Ил. 9, табл. 4, библиогр. 24.

Минералы кремнезема и условия образования аметиста в скарново-магнетитовых полях юга Сибирской платформы. Татаринов А. В. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведена характеристика условий локализации, строения и минерального состава чашедей кремнезема в скарново-железородных месторождениях юга Сибирской платформы. Рассмотрены физико-химические особенности формирования аметиста. Обоснована гипотеза валозно-пневматолито-гидротермальной природы аметиста. Ил. 8, табл. 1, библиогр. 10.

Новые данные о чароите и чароитовых породах. Владыкин Н. В., Матвеева Л. Н., Богачева Н. Г., Алексеев Ю. А. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся новые данные по редким минералам ультракальцевых щелочных пород: чароиту, канаситу, тинакситу, федориту, калиевому арфведсониту и др. Дается описание чароитовых пород — нового ювелирно-ювелирного сырья, приводится химический состав разновидностей этих пород и содержания в них редких элементов. Предлагается ликвидационная точка зрения на генезис самих ультракальцевых псевдолейцитовых сиенитов Мурунского массива, а также чароитового комплекса пород. Табл. 5, библиогр. 16.

Структурно-минералогические особенности оптически изотропного лазурита из месторождений Прибайкалья. Иванов В. Г., Сапожников А. Н. Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Проведено детальное минералогическое и рентгеноструктурное исследование оптически изотропной разновидности лазурита из месторождений Прибайкалья.

Установлен ряд особенностей внутреннего строения и химического состава минерала, отличающих его от других членов содалитовой группы. Выявлена структурная индивидуальность оптически изотропного лазурита и предложены критерии для его точной диагностики. Табл. 3, библиогр. 12.



УДК 549.621.5

О генезисе лазурита. **Воробьев Е. И.** Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обобщены данные, полученные автором при детальных исследованиях прибайкальских месторождений, с использованием богатого геологического материала и новейших методов исследований. Соглашаясь с реакционно-метасоматической гипотезой Д. С. Коржинского, автор рассматривает спорные вопросы условий формирования лазуритовой минерализации — источника и состава минералообразующего раствора, причины возникновения реакционных процессов, приведших к образованию лазурита.

Процесс лазуритообразования представляется автором как единый закономерный этап регрессивного метаморфизма извесково-магнезиальных мраморов, подвергшихся мигматизации и последующей интенсивной деформации. Источником вещества лазуритовых пород, по мнению автора, являлась сама вмещающая толща; лазуритообразующий флюид имеет метаморфогенное происхождение и был существенно сернистым по составу. Ил. 1, табл. 1, библиогр. 10.

УДК 553.85 :551.72(571.53)

Гранаты докембрия Бирюсинского метаморфического пояса. **Сизых А. И.** Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Даны результаты исследований гранатов докембрийских комплексов Бирюсинского метаморфического пояса Восточного Саяна. Рассмотрено изменение состава гранатов метабазитов, метабазитов и пегматитов при зональном прогрессивном метаморфизме и диафторезе пород гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Анализ 91 граната сопровождается замерами констант. В краткой форме рассмотрено распределение железа и магния в сосуществующих парах гранат — биотит, гранат — ставролит, гранат — роговая обманка в различных субфациях метаморфизма. Широкое развитие в пределах Бирюсинского метаморфического пояса разнообразных гранатосодержащих пород позволяет считать возможным обнаружение здесь проявлений поделочного и ювелирного граната. Ил. 3, табл. 5, библиогр. 14.

УДК 549.642.21

Голубые диопсиды Сибири. **Гурулев С. А.** Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Самоцветные камни голубого цвета редки. В связи с этим привлекают внимание находки голубого диопсида, генетически связанные со скарнами, формирующимися в контактовых ореолах габбро-перидотитовых, габброидных и сиенитовых интрузий.

Голубой диопсид из скарнов Сибири характеризуется составом, очень близким стехиометрическому или искусственному диопсиду. Вместе с голубым ассоциирует зеленый диопсид, характеризующийся примесью ванадия, что позволяет отнести его к лавровиту. Голубой диопсид ошибочно отождествлять с виоланом Италии, поскольку в последнем повышены содержания алюминия, железа, натрия и марганца. Причины окраски голубых диопсидов остаются неясными. Породы с голубым диопсидом могут использоваться как цветные поделочные камни. Табл. 1, библиогр. 17.

УДК 549.642.26 : 553.

Сферолитовые агрегаты ювелирно-поделочных жадеитов Борусского пояса офиолитов Западного Саяна. **Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Прокудин С. Г.** Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены особенности кристаллизации двух типов сферолитовых агрегатов ювелирно-поделочных жадеитов с центрами кристаллизации из зерен хромшпинелида и образованными в результате роста расцепленных кристаллов диопсид-жадеита.

Обсуждаются вопросы окраски кристаллов жадеита и их генезиса. Ил. 6, табл. 1, библиогр. 10.

УДК 553.896.422.6

Особенности состава и генезиса нефритов Саяно-Байкальской горной области. **Летников Ф. А., Секери А. П.** Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены данные химического состава и параметров элементарной ячейки апогипербазитовых и апокарбонатных нефритов Саяно-Байкальской горной области. Показано, что тонковолокнистая модификация амфибола, слагающего нефрит, является структурно-метастабильной фазой тремолита. Тонковолокнистая структура нефрита исчезает в ходе ранней перекристаллизации с образованием поликристаллических агрегатов тремолита. Анализ баланса вещества позволяет отнести нефритообразование в гипербазитах к мезотермальному типу Fe—Mg—Са метасоматоза. Ил. 3, табл. 2, библиогр. 15



УДК 553.896.422.6(235.223)

**Нефриты Горлыкгольского месторождения в Восточном Саяне. С е к е р и н А. П.**  
Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1983.

Горлыкгольское месторождение нефрита представляет собой серию жил в антигориговых серпентинитах на контакте с ридингитизированными алюмосиликатными породами основного и кислого составов. Для ридингитов, ассоциирующих с нефритом, характерен парагенезис тремолит-актинолитового амфибола, минералов эпидот-цоизитовой группы, диопсида, хлорита, кварца. Предложены дополнительные критерии поисков и оценки нефритовых месторождений в гипербазитах. Ил. 1, табл. 3, библиогр. 8.

УДК 553.896.422,6(235.223)

**Минералогические и петрохимические особенности нефритоносных метасоматитов из контакта гранитоидов и гипербазитов (Восточный Саян). Я к ш и н И. С.**  
Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются характер и природа зональности в контакте гипербазитов и гранитоидов. Высказывается предположение о возможности образования зеленых нефритов в этих условиях как результата проявления фронта гранитизации. Ил. 2, библиогр. 8.



1 р. 30 к.

3917



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ