АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

ПЕГМАТИТЫ СССР

I

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

552.3 (С)
П.23

ПЕГМАТИТЫ СССР

I

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
АКАД. А. Е. ФЕРСМАНА
И И. И. ГИНЗБУРГА

2431

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1936 ЛЕНИНГРАД

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь акад. *Н. Горбунов*

Редакторы издания акад. *А. Е. Ферсман и И. И. Гинзбург*

Технический редактор П. В. Грацианов. Корректор А. И. Архангельский.

Сдано в набор 15/I 1936 г. Подписано к печати 20/VII 1936 г. Формат бумаги 72 × 110⁴/₁₆. Объем 19¼ п. л. и 5 вклеек. В 1 печ. л. 46 000 зн. Уполн. Главлита В-42344. Тираж 1165 экз. АНИ № 129. Заказ 507.

1-я Образцовая тип. Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28.

СОДЕРЖАНИЕ

Акад. А. Е. Ферсман. **Геохимия конечной магматической кристаллизации**

Введение 5
Природа гранитных пегматитов, этапы и фазы процесса . . . . . —
Минералы гранитных пегматитов и последовательность их выделения 8
Химический состав пегматитов 13
Генетический анализ элементов пегматитов 19
Кристаллическая характеристика (стереохимия, координационное число, симметрия, тип) 31
Энергетический анализ. Энергии ионов в решетках 32
Сравнение геохимических черт прото- и телокристаллизации 35
Сравнение пегматитов гранитных и агпаитовых 40
Соотношение гранитных пегматитов с пневматолитами . . . . . —
Общий геохимический и энергетический анализ пегматитового процесса . . . 41
Заключение и выводы. Дальнейшие исследования . . . . . —
Обзор геохимии отдельных химических элементов в гранитных пегматитах 43
Главнейшая литература по геохимии гранитных пегматитов 51

М. Н. Альтгаузен. **Канское месторождение пегматитов**

Введение 53
История месторождения 54
Обзор геологического строения Енисейского кряжа 56
Геологическое строение месторождения 66
Описание рудников и заявок 74
Минералого-петрографический очерк 124
А. Метаморфические породы . . . . . —
Б. Магматические породы 157
В. Динамометаморфные породы 163
Г. Пегматиты 164
Описание минералов пегматитовых жил 175
Генезис месторождения 223
Практические выводы 260
Литература 262

М. И. Рохлин и Е. В. Соловьева. **Улядегские пегматиты**

Введение 267
Орографические условия 268
Петрографические исследования пегматитов 279
Структуры пегматитов 289
Фазы пегматитового процесса 299
Керамические испытания 302
Промышленная оценка 305
Литература 308

Акад. А. Е. ФЕРСМАН

ГЕОХИМИЯ КОНЕЧНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье я довольно детально описываю геохимические черты пегматитов, так как до сих пор не было ни одного достаточно углубленного геохимического анализа этих остаточных образований магмы. В обоих русских изданиях моей монографии пегматитов (том I) я дал лишь формальный анализ, но для иностранного (третьего) издания подготовил совершенно новый текст; он лег в основу моего настоящего изложения, в которое вошли также краткие замечания о гранитных пегматитах, помещенные в первом издании I тома моей «Геохимии», но исключенные по своей чрезмерной краткости при его переиздании.

Поскольку в моем новом издании «Пегматитов» геохимическое описание представляет лишь одну главу из общей монографии, мне приходится дополнить изложение очень краткой характеристикой минералов гранитных пегматитов в их основной последовательности, а также общим введением с изложением основных черт пегматитовых образований.

Краткий список главнейшей литературы прилагаю в конце очерка. В тексте ссылки на мои «Пегматиты», том I, относятся ко второму изданию (1932).

ПРИРОДА ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ, ЭТАПЫ И ФАЗЫ ПРОЦЕССА

Пегматитовым процессом в гранитных магмах мы считаем их конечную остаточную кристаллизацию, начиная с высокотемпературной аплитовой фазы и кончая последними выделениями гидротермальных фаз, т. е. в интервале наиболее вероятных температур 800—50°.

Гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизаций которого лежит в пределах 700—350° и которое характеризуется значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным

содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава, с малыми величинами энергии ионов в решетках.

Приведенное определение является геохимическим и генетическим.

С генетической точки зрения оно определяет пегматит как определенный этап процесса охлаждения гранита.

Морфологически оно рисует его характерные черты, вытекающие как следствие тех условий физико-химического характера, в которых протекает процесс охлаждения.

Геохимически оно характеризуется накоплением в остаточном расплаве трех типов элементов: основных элементов остатка, элементов летучих, но по условиям равновесия сохранившихся в расплаве, и элементов рассеянных, которые остались в конечных стадиях, не выпали в более ранние стадии затвердевания гранита и таким образом накопились в пегматитовом остатке. Во всех случаях к конечной кристаллизации пегматитов относятся ионы минимальной энергии.

Из анализа теоретической диаграммы равновесия гранитного расплава и геохимических схем многочисленных месторождений следует, что процесс кристаллизации пегматитов, аналогично идеям Bowen (Боуэна) для магматических выделений, идет отдельными этапами, связанными с изменениями, иногда довольно резкими, физико-химического равновесия системы и растворением ранее выделившихся компонентов. Необходимость именно такого течения процесса при обилии летучих соединений доказывал еще Ниггли, очень определенно развивал эту идею для минералов магматических пород Левинсон-Лессинг.

Исходя из этого, мы можем построить нижеследующую типичную схему фаз пегматитового процесса, в которую укладываются почти без исключения все более или менее хорошо изученные гранитные пегматиты самых различных типов и районов.

Всего устанавливается десять отдельных фаз, границы между которыми различной резкости:

А 900—800° Магматическая (по Ниггли — magmatisch) непосредственно связана с ходом застывания самого гранитного массива в последних его фазах: возникновение турмалиновых солнец, монацитовые и магнетитовые шлиры.

Эпимагматический этап без резких переходов непосредственно следует за первой фазой; он носит все черты огненно-жидкого расплава и делится на две фазы, собственно эпимагматическую и пегматитовую.

В 800—700° Собственно-эпимагматическая (по F. Becke — epimagmatisch) с образованием своеобразных контактных зон, отделяющих крупнозернистый пегматит от самой породы. Часто

эта зона носит аплитовый или сахаровидный характер, содержит зерна граната (альмандина) и магнетита, изредка превращается даже в магнетитовую оторочку.

C
700—600° Собственно-пегматитовая или графическая зона (по Ниггли magmatisch-fluid), состоящая из типичного письменного гранита, ближе к зальбанду — с удлиненными пластинками биотита, ближе к центру, после перехода критической точки в 575° — с образованием пегматоидных структур, окаймляющих пустоты пегматитовой жилы, т. е. крупнозернистого беспорядочного аггрегата одновременно выпадающих кварца и полевого шпата.

Граница α

D — E
600—500° Пегматоидная зона (по Ниггли — fluid-gasförmig). Зона главнейшего минералообразования флюидного остатка, иногда без заметного перерыва связанная с фазой C. Сюда относятся главнейшие моменты образования шерла, листов мусковита, берилла, топаза — основная минерализация жил типа Мурзинки и Адун-Чолонга с большими дымчатыми кварцами, полевыми шпатами и т. д.

Нередко перерыв — β

F—G
500—400° Надкритическая фаза (по Ниггли — fluid-hydrotermal). Характеризуется рядом типичных пневматолитических моментов с новообразованием зеленых слюд, альбита, литиевых соединений и замещением ранее образованных минеральных тел. Иногда много рубеллита, последние генерации топаза.

Перерыв около критической точки воды — γ

H—I—K
400—50° Гидротермальные фазы (при постепенном охлаждении) начинаются с образования зеленых слюдок (типа жильбертита и кукеита), переходят через фазу образования сульфидов к образованию цеолитов и карбонатов.

Обычно резкий перерыв — δ

L
50—0° Гипергенная фаза, связанная с накоплением глинистых продуктов, иногда вторичного кальцита, с повторным окремнением с халцедоном, кварцем и т. д.

МИНЕРАЛЫ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

По сравнению с протокристаллизацией пегматитовая система гораздо богаче минералами, причем в типичных гранитных пегматитах известно около 300 минеральных видов. При общем анализе этих минералов можно наметить следующие наиболее характерные черты:

1. Прежде всего бросается в глаза неоднородность развития отдельных групп минералов согласно обычной систематике, что видно из прилагаемой табл. I.

Таблица I

Число минеральных видов телокристаллизации[1]

Самородные	4
Сернистые	11
Окислы	26
Галоидные соединения	18
Карбонаты	14
Сульфаты и аналоги	4
Силикаты	7
Алюмо-иттро-цероснликаты	80
Цирконо-торосиликаты	8
Ниобо-танталаты (с U, Ti)	40
Уранаты	4
Бораты	3
Фосфаты (урано-фосфаты)	56
Соединения углерода	3
Всего около 280 минеральных видов	

Эта неоднородность, конечно, связана с общим характером остаточного расплава и геохимическими его особенностями (см. ниже).

2. Второй вопрос, который вытекает из предыдущего, это—бросающееся в глаза преобладание соединений окислов типа R_2O_3 и R_2O_5:

$$Al_2O_3;\ B_2O_3;\ Y_2O_3;\ Ce_2O_3;\ Mn_2O_3;$$
$$Nb_2O_5;\ Ta_2O_5;\ P_2O_5.$$

Это преобладание нечетных связей является весьма характерным и, конечно, стоит в связи с нечетным характером самих атомов, их атомных весов и номеров, о чем подробнее будет сказано ниже. Равным образом к этой же группе явлений относится преобладание соединения нечетных металлов: K, Na, Rb, Cs, Mn.

3. Наконец, очень интересное явление представляют некоторые кристаллографические особенности минералов гранитных пегматитов — совершенно очевидное преобладание в них элементов симметрии порядка 3 и 6,

[1] Я называю сокращенно «телокристаллизации» от греческого слова τέλος,— конец.

т. е. кристаллов ромбоэдрического, гексагонального или гипогексагонального типа и частично кубической сингонии.

Достаточно вспомнить основные минералы: кварцы, турмалин, слюды, берилл, карбонаты Ca, Mg, Mn, корунд, фенакит и др.; с другой стороны, анализируя минералы в пегматитах скрещения, особенно с основными породами, мы наталкиваемся в них на появление типов квадратных или псевдоквадратных (пироксены, андалузит, дистен и др.).

Таким образом мы можем считать отличительной чертой минералов чистых гранитных пегматитов преобладание нечетных чисел (и особенно 3) в природе самих атомов, в характере главнейших молекул (окислов) и в симметрии кристаллических построек.

4. Усложнение или упрощение частицы минералов?

С одной стороны, несомненно, что более высокие температуры, а значит, и более высокие (ранние) фазы пегматитового процесса характеризуются большей приспосабливаемостью кристаллических решеток и большей способностью взаимного замещения элементов близких радиусов ионов и близких изоморфных свойств. Отсюда очень большое количество элементов, объединенных в сравнительно простые схемы решеток, и распад этих высокотемпературных систем при дальнейшем охлаждении.

С другой стороны, при низких температурах сами постройки оказываются сложнее, степень изоморфизма много меньше, минералы чище (см., например, типоморфные полевые шпаты), но комплекс равновесной ячейки сложнее, чему отвечает меньшая его симметрия.

Wahl приходит в нормальном ходе пегматитового и магматического процесса к следующей последовательности:

1) алюмосиликаты и ортосиликаты;
2) метасиликаты;
3) соединения с водой — эпидот, хлориты, скаполит;
4) цеолиты и кальцит.

В общем эта схема приемлема и для гранитных пегматитов. Во всяком случае мы можем сказать, что при высоких температурах устойчивы в пегматитах сложные изоморфные постройки, которые при низких температурах распадаются на свои компоненты и заменяются новыми, более чистыми, но при этом и гораздо более комплексными (полимеризованными) постройками из различных атомов, resp. ионов, с меньшей симметрией равновесных решеток, т. е. с увеличением первичной частицы.

В общем, именно этими явлениями и сложностью остаточного раствора вызывается многообразие минералов пегматитовых жил: большое количество компонентов соответственно вызывает и большое количество выпадающих твердых фаз.

5. Последовательность кристаллизации и замещения. В моей монографии по пегматитам я очень детально и

Таблица II

Сводная таблица главнейших минералов гранитных пегматитов

Минералы	Фазы	Состав химический	Примеси	Главнейшие валентн.	Ср. тв.	Плотн. упаковки	Кристаллический тип
Пироксен	B	Mg, Ca, Si	Ti, Al	2,2,4,4,3	6—5	—	псевдоквадратный
Роговая обманка	B—C	Mg, Ca, Si	(Ti) Al	2,2,4,4,3	6—5	—	псевдогексагональный
Плагиоклаз осн.	»	Ca, Na, Al, Si	(Sr)	2,1,3,4,2	5—6	—	псевдоквадратный
Монацит	»	TR, Th, P	Si	3,4,5(3)	5,5	—	—
Ортит	»	TR, Al, Si, Ca	Th	3,3,4,2,4	6—5.5	—	псевдогексагональный
Магнетит	»	Fe^{+2}, Fe^{+3}	Mn	2,3,2	5.5	15.0	кубический
Титанит	»	Ca, Ti, Si	TR	2,4,4,3	3.5—5	—	—
Биотит	C	K, H, Al, Fe, Si	Ti, Mn, Cs, Li	1,1,3,3,4, 1,1	—	—	псевдогексагональный
Кордиерит	»	Mg, Al, Si	—	2,3,4	7.5—7	—	—
Черные минералы*	»	Fe, Nb, Ta, Fe, Mn	U, Th, TR, Y, Ca	4,5,5,2,2, 4,4,3,3,2	6.5—5	—	—
Гранат	»	Mn, Al, Fe, Si, Mg	Fe^{+3}	2,3,3,4,2,3	7.5—7	16.8	кубический
Альвит, циртолит	C—D	Zr, Si, Th, U	H, TR	4,4,4,4,3	6.5	16.0	квадратный
Гадолинит	»	Be, U, Fe, Si	TR, много др.	2,3,2,4,3	6.5	—	псевдогексагональный
Молибденит	»	Mo, S	Re	4,2,4	—	—	гексагональный
Ксенотим	»	Y, P	TR, Th, Si	3,5,3,4,4	4—5	—	квадратный
Иттросиликаты	»	Y, Si, Ce	Th, TR, U	3,4,3,3,3,4	6—7	—	—
К-полев. шпат	»	K, Al, Si	(Ba)	1,3,4,2	6—5	21.9	псевдоквадратный
Апатит	D	Ca, P, TR, F	K, Na, Cl	2,5,3,1,1 1,1	5	—	гексагональный
Шерл (черный турмалин)	»	Al, B, H, Si Mg, Ca	Li, Fe, F, K, Cs	3,3,11,4,2 1,2	7.5—7	—	тригональный
Мусковит	»	K, H, Al, Si	Na	1,1,3,4, 1,3	—	19.8	псевдогексагональный
Топаз	»	Al, Si, F	—	3,4,1	8	—	псевдогексагональный
Кварц	»	Si	Mn, Ti	4	7	19.4	гексагональный
Берилл	E	Be, Al, Si	Cs, Li	3,3,4,1,1	7.5	20.0	гексагональный
Фенакит	»	Be, Si	—	2,4	8—7.5	—	гексагональный
Касситерит	»	Sn	Te, Nb, Ta	4,3,5,5	7—6	—	тетрагональный
Альбит	E—F	Na, Al, H	Ca, Sr	1,3,4,2,2	6.5—6	—	псевдоквадратный
Сподумен	»	Li, Al, H	Na, (Cr)	1,3,4,1,3	7—6.5	—	»
Гематит	F	Fe, Mn, Ti	—	3,3,3 (4)	6.5—5.5	—	гексагональный
Лепидолит	»	Li, K, Al	F, Na	1,1,3,4,1,1		—	псевдогексагональный
Петалит	»	Li, Al, H	—	1,3,4	6.5—6	—	
Поллуцит	G	H, Cs, Al, Si	—	1,2,3,4	6.5	—	кубический
Фосфаты		Li, Mn, Fe, F H, Ca, Al, Fe, Si	Na, Ca, Mg	1,2,2,51,2	5—4	—	—
Флюорит	G—H	Ca, F		2,1,3,3	5—4	—	кубический
Карбонаты		Ca, Mg, Fe, C	Y, TR, Mn	2,2,2,4,2	3	—	тригональный
Хлориты и лептохлориты	H	H, Mg, Fe, Al, Si	Na	1,2,2,3,4,1	—	—	псевдогексагональный
Аксинит	»	B, Si, Fe, Mn	Ca, H	3,4,2,2,2,1	7—6.5	—	псевдоквадратный
Криолит	»	Na, Al, F	Fe^{+3}	1,3,1	2.5	—	псевдоквадратный
Жильбертит	»	K, H, Al, Si	Na, Fe^{+2}	1,1,3,4,1,2	—	—	псевдогексагональный
Сульфиды	»	Pb, Fe, Cu, Zn, S	Cd, Ga	2,2,1,2,2,2	4—3		кубический и др.
Цеолиты	J	H, Na, Ca, Al, Si	K	1,1,2,3,4,1	4.5—3.5	27.0	псевдоквадратный и псевдогексагональный
Каолинит	K	H, Al, Si	Fe^{+3}	1,3,4,3			псевдогексагональный
Уранофосфаты	»	Ca, U, P, H	Cu, (As (Ba)	2,4,5,1,2	3—2	—	псевдоквадратный
Гидроокиси—Fe,Mn	L	Fe, Mn, H	—	3,3,1	2—1	—	—

Примечания: Минералы, встречающиеся в нескольких генерациях, отмечены лишь в важнейших.

Графа «плотность упаковки» заимствована из таблиц Шибольда (1932) и представляет величину, обратную плотности кислородной упаковки.

* Под «черными минералами» я подразумеваю титанаты, ниобаты, титано-урано-ниобаты и танталаты Fe, Mn, TR, Y и т. д.

Время их осаждения растягивается на фазы C—D, причем для отдельных месторождений оно несколько меняется, что, впрочем, подчинено ряду более или менее определенных законностей (например, для Ю. Норвегии, Bjørlykke, 1935).

В графе «кристаллический тип» отмечена не кристаллографическая система, а тип кристаллов, отвечающий псевдоквадратному или псевдотригональному строению, т. е. приближение к типам Е. С. Федорова, что в данном анализе важнее, чем точные указания на кристаллографическую систему.

внимательно анализирую вопрос о последовательном ходе кристаллизации, и в сущности много сотен страниц с многочисленными примерами посвящены именно этой задаче — выявить последовательность как выпадения, так и исчезновения (замещения) многочисленных минеральных видов.

Поэтому в настоящем изложении я могу быть очень кратким, сослаться на мою монографию и ограничиться лишь сводкой общей таблицы, дав 50 главнейших типоморфных минералов (табл. II). При рассмотрении этой таблицы, мы, однако, должны со всей определенностью иметь в виду, что она носит схематический характер, основана на статистическом анализе большого эмпирического материала, и что природные процессы кристаллизации в общем много сложнее и разнообразнее нашей схемы.

Выводы из таблицы минералов

Рассмотрение 45 главнейших минералов телокристаллизации приводит нас к очень интересным выводам, особенно, если их сопоставить с таблицей минералов протокристаллизации. Подведем сначала общие выводы:

1. Характерно обилие элементов и связанная с этим сложность химического состава и сложность строения решеток.

2. Очень характерен ход валентностей, которые грубо схематически можем подсчитать так:

$w = 6$	нет
$w = 5 — 8$	отсутствует, благодаря образованию комплексных анионов
$w = 4 — 48$	это понятная цифра, так как мы имеем преимущественно дело с силикатами типа $[SiO_4]^{-4}$
$w = 3 — 59$	интересная цифра, но в ней подсчитан Al, который дает частично комплексы $[AlO_4]^{-5}$
$w = 2 — 47$	
$w = 1 — 46$	

Очевидно, наблюдается характерное преобладание нечетных (даже в абсолютном исчислении больше 50%). Анализ валентностей см. дальше (стр. 25).

3. Ход показателей механической прочности не очень ясен, но несомненно, что в общем идет в сторону понижения твердости.

4. Плотность кислородной упаковки совершенно определенно падает.

5. Бросается в глаза большое количество гексагональных, тригональных и псевдогексагональных решеток (около 50%), особенно, если учесть также тригональные оси в кубических.

6. Очень характерна о к р а с к а, сведенная в особой таблице в моей монографии (I, 1934, стр. 373). В общем, мы наблюдаем переход от зеленых, частью черных, чернобурых, красных тонов — к розовым, светлым, желтоватым, вплоть до совершенно бесцветных. Это явление связано с постепенной очисткой от изоморфных примесей и освобождением от ионов с более сильной поляризацией. Переход к настоящим шаровым ионам или высоко симметричным комплексам всегда характеризуется бесцветностью окраски.

7. Совершенно замечательно — правило, описанное детально мной, что число минералов в общем отвечает числу элементов, принимающих участие в минерализации, или немного меньше; это применение минералогического правила фаз к сложным природным системам мы особенно хорошо видим на примере описанных Bj⌀rlykke (1935) 108 жил из Ивеланда в Ю. Норвегии.

В его схеме вообще фигурирует 41 минерал и 28 химических элементов:

М а к с и м у м в отдельных жилах 18 — 20 элементов и 16 — 17 минеральных видов.

В с р е д н е м в отдельных жилах 10 — 12 элементов и 9 — 10 минеральных видов.

М и н и м у м в отдельных жилах 7 элементов и 5 — 6 минеральных видов.

Совпадение этих подсчетов по отношению к отдельным жилам совершенно замечательное и показывает большую точность применения правила фаз к пегматитам.

Детальный анализ всех этих положений будет дан ниже, но надо иметь в виду, что несомненно все взаимоотношения в группе пегматитовых минералов много сложнее, чем в сравнительно очень простых решетках протокристаллизации, сама последовательность выпадения зависит в гораздо большей степени от степени относительной концентрации и, потому, в геохимических диаграммах не столь определенна. Особенно характерны повторения кристаллизации, связанные с частичным замещением и новыми равновесиями минеральных соединений.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ

Раньше чем мы перейдем к анализу гранитных пегматитов по отдельным химическим группам, мы должны обратить прежде всего внимание на вообще большое обилие химических элементов, входящих в состав пегматитовых минералов. В последние годы и И. и В. Н о д д а к и на основании ряда замечательных по точности анализов пришли к выводу, что в большинстве минералов можно найти все, или почти все химические элементы, если только иметь в руках достаточно точные методы химических опреде-

лений. Эта мысль, правильная, вероятно, по существу, тем не менее имеет свои границы в самой аналитической методике, и, исходя из одинаковой точности наших определений, мы можем с совершенной определенностью сказать, что минералы протокристаллизации менее богаты редкими элементами, чем конечных гранитных пегматитов, в которых накапливаются действительно почти все химические элементы и где мы встречаем концентрации таких редчайших, рассеянных элементов, как Cs, Li, Rb, Nb. Прилагаемая табл. III показывает нам, как, действительно, происходит в указанных пегматитах накопление редких элементов, особенно нечетных номеров по сравнению с протокристаллизацией. В. и И. Ноддаки[1] дали несколько замечательных анализов типичных пегматитовых минералов, из которых видно накопление дисперсных атомов:

Колумбит из Ю. Норвегии:

W, Mo, S, As, Pb, V, Nb, Cu, Ni, Be, Ta, Zn, Mg, Ge, Ru, Mn, Fe, Ca, Ti и др. (свыше 20 элементов).

Танталит из Steinkopff (Ю.-З. Африка):

W, Pb, Mo, As, Ta, Hf, Cu, Sn, Nb, Zr, Pt, Th, Fe, Zn, Ni, Co, Re, Mn и др. элементы.

Эти примеры с рассеянных определенностью показывают, что минералы пегматитовых жил содержат в аналитически определимых количествах до 30 элементов (см. табл. III на след. стр.).

Эта сводка рассеянных элементов показывает в направлении хода процесса охлаждения:

1) все нечетные элементы растут (кроме неопред. Mn);
2) для четных имеем два типа:
   Cr, Pd, Pt падают,
   Ge, Zr растут слабо,
   Sr обнаруживает более сложный ход.

Несмотря на неточность некоторых цифр и необходимость согласования определений, сделанных разными исследователями и разными методами, закономерность хода совершенно ясна. Все одновалентные и трехвалентные катионы растут в ходе процесса; ионы трехвалентные и четырехвалентные, образующие комплексные анионы с малыми эками, тоже растут к конечным фазам кристаллизации, тогда как ионы платиновых металлов, Cr, Sr, сохраняющиеся до конца геохимических процессов в виде катионов, падают.

Величины энергии ионов в решетке и превращение многовалентных катионов в комплексные анионы и здесь являются руководящими для определения хода миграции редких элементов (см. ниже стр. 33 и 24).

[1] W. u. J. Noddack. Ergebnisse d. Naturwiss., 1927, VI, S. 357—359.

Таблица III

Сравнительное содержание некоторых типичных элементов в крайних системах силикатной кристаллизации

Элементы	Перидотит	Габбро	Пегматит. граниты	Исследователь	Примечание
3 Li	нет данн.	1.5×10^{-4}	0.15	V. M.G.[1]	рост $>$ 10000 раз
5 B	1×10^{-4}	4×10^{-4}	0.01	»	рост в 100 раз
11 Na	0.50	1.90	2.15	»	рост слабый
19 K	0.22	0.77	4.25	»	рост в 20 раз
24 Cr	0.20	<0.1	0.01	G. Hevesy	падение в 20 раз
25 Mn	0.18	>0.1	0.15	»	почти на месте
31 Ga	1×10^{-4}	1×10^{-3}	3×10^{-3}	V. M. G.	рост в 30 раз
32 Ge	$<1 \times 10^{-4}$	2×10^{-4}	1×10^{-4}		рост слабый (в 10 раз)
37 Rb	нет данн.	0.002	0.18	»	рост $>$ 100
38 Sr	<0.005	0.014	0.015	G. Hevesy	рост очень небольшой
40 Zr	0.007	0.014	0.07		рост небольшой (в 10 раз)
55 Cs	нет данн.	не опред.	0.01	V. M. G.	рост очень большой
75 Re	оч. мало	оч. мало	1.5×10^{-6}	J. u. W. Noddack	немного в хромите
Платинов. металлы	ясн. следы	мало	оч. мало	»	очень резкое падение

Отдельные группы элементов в гранитных пегматитах

На основании более или менее точных подсчетов средних кларков гранитных пегматитов мы можем составить нижеследующую таблицу элементов.[2]

Таблица IV

Ведущие элементы H, Li, **Be, O,** Na, Al, K, Rb, Cs, TR
Главные элементы B, F, **Si,** P, Sc, **Sn**
Нормальные элементы **He,** Cl, **Ca, Ti,** Mn, Ga, **Ge,** Y, **Zr,** Nb, **Mo** J, **Hf,** Ta, **W,** Re, Au, **Te, Pb,** Bi **Th, U, Rd.** Вероятно, № 87 (и 85)
Случайные элементы **N, C, Mg, S,** V, **Cr, Fe,** Cu, **Zn, Sr,** Sb, **Ba** (захваченные из соседних полей)

Запрещенные элементы **Ne, Ar,** Co, **Ni,** As, **Se,** Br, **Kr, Ru,** Rh, **Pd,** Ag, **Cd,** In, **Os,** Sr, **Pt, Hg, Xe**

[1] V. M. G.—сокращенное начертание Victor Moritz Goldschmidt.

[2] Распределение по группам основано не только на величинах кларков, но и на оценке роли и «характерности» данного элемента для системы в целом.

Список элементов (в котором жирно набраны элементы четные), конечно, совершенно исключительно интересен и будет дальше подвергнут детальному анализу. Особенно интересен список атомных типов, увлеченных из соседних полей — это по большей части элементы четные, среди которых из протокристаллизации частично остаются Mg, V, Cr, Fe, Cu в ничтожных количествах (чаще всего при скрещении гранитных пегматитов с основными породами). Sr преимущественно встречается при обилии Ca; Ba — вероятно чаще, но плохо геохимически изучен. В списке запрещенных элементов мы также имеем дело с некоторыми элементами, которые иногда попадаются в пегматитовых минералах. Таким образом наше деление на группы не имеет абсолютного характера.

Таблица V

Кларки гранитных пегматитов (весовые)

№ по порядку	Элементы		Весовые кларки пегматитов	Кларки гранитов	Кларк земной коры (1932)	Графы 3 : 5 (отношение)
1	2		3	4	5	6
1	H	—	0.50	0.09	1.0	: 2
2		He	—	—	1×10^{-6}	—
3	Li	—	0.15	0.015	0.005	× 30
4		Be	0.05	5×10^{-4}	4×10^{-4}	× 100
5	B	—	0.01	1×10^{-3}	5×10^{-3}	× 2
6		C	0.03	—	0.35	: 10
7	N	—	—	—	0.04	—
8		O	50.83	48.67	49.13	—
9	F	—	0.10	—	0.08	× 1.2
10		Ne	—	—	5×10^{-7}	—
11	Na	—	2.15	2.26	2.83	: 1.3
12		Mg	0.05	0.53	2.35	: 10
13	Al	—	6.90	7.68	7.45	: 1.07
14		Si	33.24	33.65	26.20	× 1.3
15	P	—	0.05	0.14	0.12	: 2
16		S	0.001	—	0.10	: 100
17	Cl	—	0.01	—	0.20	: 20
18		Ar	—	—	4×10^{-4}	: 20
19	K	—	4.25	3.42	2.60	× 1.6
20		Ca	0.62	1.41	3.25	: 5
21	Sc	—	5×10^{-3}	1×10^{-4}	6×10^{-4}	× 10
22		Ti	0.05	0.07	0.61	; 12
23	V	—	—	—	0.02	—
24		Cr	0.01	0.06	0.05	: 5
25	Mn	—	0.15	0.098	0.098	× 1.5
26		Fe	0.35	1.88	4.20	: 12
27	Co	—	—	—	0.002	—
28		Ni	—	—	0.02	—
29	Cu	—	1×10^{-3}	—	0.01	: 10
30		Zn	2×10^{-3}	—	0.02	: 10
31	Ga	—	0.003	0.002	0.000	× 30
32		Ge	0.001	3×10^{-4}	4×10^{-4}	× 2
33	As	—	—	—	5×10^{-4}	—

Таблица V (продолжение)

Кларки гранитных пегматитов (весовые)

№ по пор.	Элементы		Весовые кларки пегматитов	Кларки гранитов	Кларк земной коры (1932)	Графы 3 : 5 (отношение)
1	2		3	4	5	6
34		Se	—	—	8×10^{-5}	—
35	Br	—	—	—	0.001	—
36		Kr	—	—	2×10^{-8}	—
37	Rb	—	0.15	0.09	0.03	× 5
38		Sr	0.015	0.012	0.011	—
39	Y	—	0.05	—	0.005	× 10
40		Zr	0.07	0.035	0.022	× 3
41	Nb	—	0.005	—	$3{,}2 \times 10^{-5}$	× 150
42		Mo	0.01	—	1×10^{-3}	× 10
43	Ma	—	—	—	—	—
44		Ru		—	5×10^{-6}	—
45	Rh	—	—	—	1×10^{-6}	—
46		Pd	—	—	5×10^{-6}	—
47	Ag	—	—	—	1×10^{-5}	—
48		Cd	—	—	5×10^{-4}	—
49	Jn	—	—	—	1×10^{-5}	—
50		Sn	0.05	0.01	8×10^{-3}	×6
51	Sb	—	1×10^{-5}	—	5×10^{-5}	: 5
52		Te	—	—	1×10^{-6}	—
53	J	—	3×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-4}	: 3
54		Xe	—	—	3×10^{-9}	—
55	Cs	—	0.01	0.004	0.001	× 2.5
56		Ba	0.05	0.01	0.05	× 5
57—71	TR	—	0.02		0.01	× 2
72		Hf	4×10^{-3}	—	4×10^{-4}	× 10
73	Ta	—	7×10^{-4}	—	$2{,}4 \times 10^{-5}$	× 20
74		W	5×10^{-4}	—	9×10^{-4}	: 2
75	Re	—	$1{,}5 \times 10^{-6}$	5×10^{-7}	1×10^{-7}	× 15
76		Os	—	—	5×10^{-6}	—
77	Jr	—	—	—	1×10^{-6}	—
78		Pt	—	—	5×10^{-6}	—
79	Au	—	5×10^{-6}	—	5×10^{-6}	—
80		Hg	—	—	1×10^{-4}	—
81	Tl	—	1×10^{-5}	—	1×10^{-5}	—
82		Pb	1×10^{-3}	1×10^{-4}	$1{,}6 \times 10^{-3}$	: 1,5
83	Bi	—	1×10^{-4}	—	1×10^{-5}	× 10
84		Po	—	—	5×10^{-6}	—
85	№ 85	—	—	—	—	—
86		Rd	—	—	—	—
87	№ 87	—	—	—	—	—
88		Ra	—	—	2×10^{-10}	—
89	Ac	—	—	—	—	—
90		Th	0.0045	0.002	1×10^{-3}	× 5
91	Pa	—	—	—	7×10^{-11}	—
92		U	0.0015	0.001	4×10^{-4}	× 4
	Сумма		100.00	100.14	99.80	—

Примечания к таблице кларков:

Подсчеты таблицы кларков дают в весовом исчислении (в %):

Для анионов (без кислорода)	0.12%
Для кислорода	50.83
Для катионов без кремния	15.81
Для SiO_2 (весовых)	71.20

Содержание водорода помещено с меньшим кларком, чем это отмечают для пегматитовых магм Горансон и особенно Росс (6% H_2O, т. е. до 0.7% H) (P. W. Goranson. Solub. Water Granite Magmas, Am. Journ. Sci., 1931, XXII, p. 484—502).

P—по Фохту в гранитах и пегматитах меньше 0.015% P_2O_5. Общее содержание SiO_2 мною принято лишь в 70—71%, но если, по Фохту, принимать во внимание все первичное SiO_2 в кварцевых дериватах, то моя цифра мала и должна быть повышена до 78—80% весовых.

Подсчеты сделаны на основании последних данных анализов, в особенности—точных средних величин G. Hevesy и V. M. Goldschmidt, частично по данным И. и В. Ноддаков, акад. Вернадского и др. Несмотря на значительное уточнение этих подсчетов по сравнению с моей таблицей 1931 г., тем не менее в них еще остается ряд неточностей, и они по отношению к ряду элементов еще далеко недостаточны. Впрочем, неточно само понятие о среднем составе пегматитов, ввиду того, что среднее должно охватывать всю геохимическую и минералогическую ассоциацию, связанную с пегматитовым процессом, а не только пегматит как петрографический вид.

Еще менее точен средний состав гранитов, который в основном построен мной по данным многочисленных подсчетов П. Н. Чирвинского. Столбец кларков земной коры заимствован мной из моей «Геохимии» (1934 г., I, стр. 146—149).

Расположим элементы пегматитов по порядку кларков:

O — 50.83	Na — 2.15	Rb — 0.15
Si — 33.24	Ca — 0.62	Li — 0.15
Al — 6.90	H — 0.50	Mn — 0.19
K — 4.25	Fe — 0.35	F — 0.10

Всего первые 12 элементов — 99.39 (остаток 0.61).

Далее следуют следующие 16 элементов:

Zr — 0.07	Ti — 0.05	O — 0.03	Cl — 0.01
Mg — 0.06	Y — 0.05	TR — 0.02	Cs — 0.01
Be — 0.05	Sn — 0.05	Sr — 0.015	Cr — 0.01
P — 0.05	Ba — 0.05	B — 0.01	Mo — 0.01

Итого 0.545 (остаток 0.06).

Далее идут в порядке понижения в следующей декаде:

Se — 0.005	Zn — 0.003
Nb — 0.005	— 0.0015
Th — 0.004	Cu — 0.001
Ga — 0.003	

Весьма вероятно, что в дальнейшем будут наблюдаться некоторые перемещения в порядке чисел, но общий характер кларков пегматитов не изменится особенно резко: в этом я убеждаюсь при сравнении настоящей сводки с моей сводкой 1931 г., которая, хотя и была составлена на основе менее точных данных, тем не менее весьма близка к настоящей. Несколько неожиданно повышенным является кларк Cr, типичного четного элемента протокристаллизации, который, очевидно, путем перехода в комплексный анион сохраняется иногда в растворе до конечной кристаллизации.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭЛЕМЕНТОВ ПЕГМАТИТОВ

Поскольку процесс образования гранитных пегматитов связан с самыми последними остаточными фазами процессов, при их переходе в остаточные постмагматические и постпегматитовые растворы, их геохимические ассоциации, с одной стороны, должны носить следы максимальной дифференциации элементов первичных расплавов, а с другой — неизбежно должны быть частично связаны с воздействием, ассимиляцией или потерей вещества под действием боковых пород.

Таким образом в конечной телокристаллизации мы должны иметь наличие элементов разного происхождения, а именно:

1. Основные элементы расплава, образующие котектические линии конечной силикатной кристаллизации:

O, Si, Al, K, Na.

2. Элементы прото-или мезокристаллизации, которые по тем или иным причинам сохранились в небольшом количестве в остаточных расплавах: Ca, Mg, Fe, P, частично Ti.

3.[1] Часть летучих элементов (или летучих соединений), которые при разделении между пневматолитом и пегматитом остались в последнем в некотором количестве:

H, B, C, F, S, Sn.

4. Элементы, которые образуют легкорастворимые комплексные анионы:

[1] Именно группы 3, 4, 5 и 6 и составляют тот список «huperfusibles components», которым Bowen (1933 г.) придает большое значение в понижении t° кристаллизации.

$[TiO_4]^{-4}$; $[BO]^{-3}$; $[CO_3]^{-2}$; $[MoO_4]^{-2}$; $[PO_4]^{-3}$; $[SO_4]^{-2}$.

5. Рассеянные и ультрарассеянные элементы, которые накапливаются в остаточном расплаве благодаря своим низким кларкам: Be, Sc, Nb, TR, Zr, Hf, Ta, Th, Rb, Cs, Tl.

6. Элементы малой кристаллизационной способности, т. е. соли которых весьма растворимы: Rb, Na, K и др.

Связь элементов с Менделеевской таблицей

Мы можем наметить со всей определенностью положение элементов гранитных пегматитов на Менделеевской таблице. Оно может быть коротко охарактеризовано следующими чертами:

1. Поле телокристаллизации резко отграничено от поля протокристаллизации и кристаллизации сидерофилов, и лишь немногие элементы захватываются им частично из соседних полей.

2. Если справа поле определенно отграничивается от протополя, то влево оно без столь резких переходов связано с полями весьма дисперсных систем галогенеза и гипергенеза.

3. Замкнутость пегматитового поля определяется типом элементов — сферических ионов типа благородных газов, катионов (в меньшей мере — комплексных анионов) больших величин R, преобладанием нечетных элементов и нечетных вертикальных групп таблицы.

4. В схеме ход кристаллизации гранитных пегматитов может быть намечен диагональю в левой части Менделеевской системы, которая направлена справа наверху — налево вниз, т. е., грубо говоря, от B и Si по направлению к Cs.

5. Благодаря такой характерной кристаллизации, начинающейся примерно в 4—6 группе и заканчивающейся в группе 1, мы видим накопление в пегматитах двух типов элементов:

1) многовалентных, по большей части элементов легких,

2) маловалентных, с $w = 1$.

Первые очень быстро теряют свой характер катиона и превращаются в комплексный анион малой валентности, благодаря чему и сохраняются в растворе очень долго; одновременно идет постепенная замена многовалентных катионов одновалентными, в порядке примерно, 4, 2, 3, 1.

Таким образом мы видим исключительно тесную связь пегматитового поля и Менделеевской таблицы благодаря преобладанию типичных сферических ионов типа благородных газов, о чем детальнее см. ниже, стр. 25.

тело - поле

14	15	16	17	18	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
					(H)$^{+1}$													
–	–	–	(H)$^{-1}$	He период	(Li)	(Be)	(B)	C	N	–	–	–	–	–		–	–	$[BO_3]^{-3}$
C	N	(O)	(F)	Ne период	(Na)	–	(Al)	(Si)	(P)	–	–	–	–	–	–	–	–	$[AlO_4]^{-5}$ $[SiO_4]^{-4}$ $[PO_4]^{-3}$
Si	P	–	Cl	Ar период	(K)	(Ca)	(Sc)	(Ti)	(V)	Cr	(Mn)	(Fe)	–	–	(Cu)	–	–	$[TiO_4]^{-2}$ $[V_2O_6]^{-2}$
Ge	–	–	–	Kr период	(Rb)	(Sr)	(Y)	(Zr)	(Nb)	(Mo)	–	–	–	–	–	–	–	$[Nb_2O_6]^{-2}$ $[MoO_4]^{-2}$
Sn	–	–	–	Xe период	(Cs)	(Ba)	(TR)	(Hf)	(Ta)	(W)	(Re)	–	–	–	(Au)	–	–	$[Ta_2O_6]^{-2}$ $[WO_4]^{-2}$
–	Bi	–	–	(Rd) период	N87 поле	(Ra)	Ac тело кристаллизации	(Th)	Pa	(U)	–	–	–	–	–	–	–	

Атомный тип с точки зрения свойств ядра. Изотопы, четность

Прежде всего рассмотрим главнейшие элементы с точки зрения строения ядра:

1. Первое характерное свойство — нечетность заряда (номера); так, из ведущих и главных только 25% относится к четным, все остальные — нечетны.

2. Эта нечетность, как будет видно из дальнейшего, ведет к нечетной «группе», нечетной валентности и нечетной симметрии.

3. Характерной чертой нечетных является малое число изотопов (обычно не больше двух) с преобладанием всегда нечетных (например Li, B). Очень много одиночек (Na, Al, F, Sc, Mn) и др.

4. Нечетному номеру отвечает и нечетность атомного веса. Интересно, что у входящих в состав телокристаллизации четных номеров наблюдаются в большом проценте нечетные изотопы (Be, Mg, Cs, Mo, Sn, Ba), чем подчеркивается особое преобладание нечетных A как при нечетном, так и четном N.

5. Характерен для большинства изотопов механический момент, примерно равный ½, и магнитный момент, обычно положительный, равный целому или половине магнитного момента протона.

6. По типу строения к элементам телокристаллизации относятся ядра, составленные преимущественно из нечетного числа протонов и четного числа нейтронов (по схеме Хейзенберга).

7. Характерно накопление атомов радиоактивных, причем все без исключения ряды радиоактивности оказываются связанными с телокристаллизацией, а именно ряд Th, U, Ra, Sm, K, Rb и вероятно Be (есть предположение и о Li) со всеми продуктами распада.

8. Из всех природных ассоциаций к телокристаллизации относятся наиболее сложные сочетания изменчивых плеяд с разными изотопами (Pb, Tl, Bi, U и т. д.).

9. К телокристаллизации относятся Li, Be и B — элементы, кларки которых обнаруживают особую дефицитность, очевидно, связанную с более легким разрушением их ядер дейтонами и протонами (при высоких температурах особенно).

Вообще мы имеем в нашем списке преобладание элементов наиболее легко разрушаемых при облучении и бомбардировке, благодаря чему пробег выбитых из них протонов оказывается наибольшим, и в этом проявляется меньшая устойчивость ядер элементов телокристаллизации.

Итак, как вывод, мы видим, что к телокристаллизации в основном относятся такие атомы, которые по строению ядра обладают наименьшей прочностью, наименьшей симметрич-

ностью, нечетностью соотношений протонов и нейтронов, особой подвижностью, активностью и самопроизвольным распадом или наибольшей податливостью разрушению.

Тип строения атомных ядер

Мы привыкли в последнее время делить все ядра на 4 типа, в которых находят себе выражение содержание в ядре определенных гелиогрупп гелионов, именно:

$$4q, \quad 4q+1, \quad 4q+2, \quad 4q+3.$$

Характерно, что в составе протокристаллизации большинство атомов относится к первому типу; тем более замечательно, что подавляющее большинство атомов и изотопов гранитных пегматитов относится к последнему.

Приведем несколько подсчетов в этом направлении:

Таблица VI

Число атомов по типам изотопов [1]

	Земная кора	Ср. состав пегматитов	Ср. состав перидотитов	Ср. состав метеоритов
$4q$	74.61	78.00	88.79	96.39
$4q+1$	0.00	0.10	1.87	—
$4q+2$	0.50	0.01	1.85	1.23
$4q+3$	7.89	9.21	3.27	2.35
$1=H$	17.18	12.60	4.10	—
Сумма	100.18	99.82	99.98	99.97
Отн. $4q:4q+3$	около 10	около 9	22	около 42

Очень любопытна последняя графа, показывающая, как падает отношение $4q : 4q+3$ от перидотита к пегматитам, а именно от 42 до 9, т. е. почти в 5 раз. Этим устанавливается особенно резкое различие по типу атомов между протокристаллизацией и образованиями гранитных остатков. Дальнейший анализ типа атомов см. ниже стр. 35 при сравнении прото- и телокристаллизации.

[1] Подсчеты сделаны на основании таблицы кларков 1931 г.; если пересчитать все данные по новым анализам, то расхождение получится лишь во второй десятичной.

Атомный тип с точки зрения строения наружных электронных оболочек

(Тип ионов, валентность, сферичность, поляризация, окраска, комплексные ионы)

Мы видели в предыдущем изложении, что по строению ядра к элементам телокристаллизации относятся наименее устойчивые нечетные, наиболее легко разрушаемые атомы. Интересно отметить, что и по отношению к наружным оболочкам электронов мы наблюдаем совершенно аналогичную картину, и малой первичной устойчивости атомных ядер отвечает и малая стойкость атомов по отношению к процессам механического, термического или электростатического воздействия. Параллелизм свойств, связанных с ядром и с наружными оболочками, очевиден.

Рассмотрим систематически основные свойства атомов телокристаллизации, начиная с их общего типа.

Положение по модели Бора, связь со скачками, тип ионов

Основные элементы конечной кристаллизации, как указано было выше, занимают крайнюю левую часть Менделеевской таблицы по развернутым периодам: к ним относятся группы 1, 2, 3, 4, чем и определяется основной характер их катионов и анионов.

Из нормальных анионов принимает участие только O (кислород и отчасти F. Зато мы знаем довольно большое количество комплексны анионов, которые образуются из многовалентных катионов:

Превращаются полностью в анионы:

B^{+3}	$[BO_3]^{-3}$	W^{+6}	$[WO_4]^{-2}$	
Si^{+4}	$[SiO_4]^{-4}$	Ce^{+4}	$[CeO_4]^{-4}$	(частично)
P^{+5}	$[PO_4]^{-3}$	Zr^{+4}		(частично)
Nb^{+5}	$[NbO_3]^{-1}$	Th^{+4}	?	(частично)
Ta^{+5}	$[TaO_3]^{-1}$	Cr^{+3}	?	(вероятно) $[CrO_4]^{-3}$

Частично превращаются в аниоы (но могут оставаться и катионами):

C — как углерод и как $[CO_3]^{-2}$

Al — как Al^{+3} и как $[AlO_4]^{-5}$; примерно таков и $[FeO_4]^{-2}$

Ti — как Ti^{+3} и Ti^{+4}; частично как сложные комплексные анионы.

Таким образом, в сущности вся кристаллизация пегматитов построена на комплексных анионах.

В качестве типичных катионов нам известны только:

$w = 1$: H, Li, Na, K, Rb, Cs, (Cu), (Au);

$w = 2$: Be, Mg, Ca, Sr, Ba, (Fe), (Zn);

$w = 3$: Al, Sc, Y, TR, (Ga);
$w = 4$: Ti(?), Zr, Hf, Th, $[UO_2]$, (Sn).

За исключением атомов, поставленных в круглые скобки, мы имеем исключительно ионы типа благородных газов, т. е. типичные сферические ионы, без сколько-нибудь сильной поляризации и деформации электронных оболочек.

Эта характернейшая черта ионов пегматитов обусловливает почти полную аддитивность радиусов ионов при образовании кристаллической решетки, она вызывает и аддитивность эков [1] при вычислении энергии решеток. Слабая поляризация нормальных составных частей пегматитов ведет к очень светлым тонам окраски и только вхождение в решетки очень малых ионов Fe^{+2}, отчасти Zn^{+2}, U^{+4}, отчасти Zr^{+4}, Th^{+4} и особенно Ti^{+4} и Ti^{+3} вызывает темные, почти черные тона минералов. Очень характерно, что черные минералы пегматитов связаны только с сильно поляризованными комплексами, что определяется очень малыми радиусами, вызывающими активную поляризацию, или вообще многовалентность иона. Поэтому черными являются соединения Ti^{+4}, Nb^{+5}, Ta^{+5}, U^{+4}; бурыми или темными — Zr^{+4}, Hf^{+4}, Th^{+4}. Темные краски вызывает и Fe^{+2}, Fe^{+3} и Cu. Но так как многовалентные ионы вообще выпадают весьма рано в ходе процесса, поэтому очень скоро кристаллизация пегматитового остатка приобретает светлые и белые тона.

Основные черты окраски, бесцветность самих пегматитовых образований и темные тона титано-урано-ниобо-танталатов находятся полностью в зависимости от поляризации решеток (и частичной их деполяризации) в пегматитах.

Характерная валентность

Уже при беглом анализе важнейших минералов телокристаллизации мы отметили (стр. 8) ряд особенностей валентности пегматитов, причем на сумму нечетных валентностей 1+3 пришлось больше 50% всех ионов. Вместе с тем мы должны отметить, что усиленное окисление, которое вообще наблюдается в более поздних фазах процесса, не изменяет положения. Избыток кислорода, повышая валентность катиона, обычно тем самым превращает его в комплексный анион с очень невысоким суммарным w (наружной сферы), и таким образом в результате практически w не повышается. Как мы видели из только что приведенного списка анионов, только Al^{+3} и в ничтожном количестве Fe^{+3} превращаются в ион $[AlO_4]^{-5}$ многовалентный, в большинстве же случаев w комплексного аниона равен

[1] Эк — энергия ионов в кристалле по моей номенклатуре.

3, 2 и даже 1.[1] Но и в анионах $[AlO_4]^{-5}$ и $[FeO_4]^{-5}$ остается свободной, благодаря сочетанию тетраэдров в решетке, только одна валентность, что и вызывает фиксацию щелочей, Tl, H и др.

Таким образом характерной чертой валентности пегматитов является ее нечетность и небольшая величина.

Попутно мы должны отметить одно очень интересное явление: в ряде случаев, согласно моей теории полярного изоморфизма, катионы меньшей валентности замещаются катионами большей, например, Ca^{+2} — через TR^{+3}, Na^{+1}—через Ca^{+2} и т. д. Так как замещение идет по числу ионов, а не зарядов, то при таком замещении появляется недостаток в количестве анионов. Этот недостаток для уравновешивания может быть пополнен или вхождением некоторого дополнительного количества F или OH в решетку, или путем замены аниона более высоковалентным, т. е. например, Cl и F через O. Наконец, недостаток в содержании анионов может быть покрыт путем частичного превращения какого-либо катиона в комплексный анион.

Нечетность валентностей, тесно связанная с нечетностью групп таблицы, ведет к очень характерной нечетности окислов, играющих роль в пегматитах, а именно:

R_2O — H_2O, Na_2O, Li_2O, K_2O, Rb_2O, Cs_2O, Tl_2O;
R_2O_3 — Al_2O_3, B_2O_3, Sc_2O_3, Y_2O_3, TR_2O_3, Mn_2O_3, Fe_2O_3, Tl_2O_3, Sb_2O_3, Bi_2O_3, Ga_2O_3, Ti_2O_3;
R_2O_5 — P_2O_5, Nb_2O_5, Ta_2O_5.

При сравнении с этими нечетными окислами четные играют относительно малую роль (кроме SiO_2): BeO, BaO, ZrO_2, HfO_2, ThO_2, SnO_2, UO_2, MoO_2.

Радиусы ионов телокристаллизации

Ввиду того, что в пегматитах мы имеем дело почти исключительно с типичными гетерополярными ионными постройками, мы можем совершенно не говорить о радиусах атомов, а только о радиусах ионов.

Несомненно, что, поскольку пегматитовое поле занимает крайнюю левую часть развернутой Менделеевской таблицы, постольку мы имеем здесь дело с катионами, радиусы которых увеличиваются сверху вниз и справа налево. Именно в этом направлении идет главная линия кристаллизации, и потому мы можем сказать, что в схеме ход кристаллизации пегматитов идет в порядке повышения радиуса катионов.

[1] Конечно, при таком рассуждении мы не считаемся с валентностями внутри комплексов, так как с энергетической точки зрения нас интересует почти исключительно валентность внешней сферы комплексного аниона.

Характерные исключения относятся, как мы видим, только к Be и Li. Так как замещение идет по объемам, то очевидно, что изоморфная смесимость в пределах одной валентности идет между соседями, особенно вверх (и в меньшей степени — вниз), а при разных w следует некоторому повышению R с увеличением w. На основании сходства R намечаются диагональные линии замещения, в которых полярность изоморфизма будет вызывать более прочное вхождение иона с большим w (т. е. лежащего ниже), чем наоборот.

Согласно этим диагоналям мы имеем замещение:

Ca — Y — TR— Th
Sc — Zr — Hf
Ti — Nb— Ta,

причем левые части охотнее замещаются правыми, чем наоборот.

В. М. Гольдшмидт в своих работах нередко отмечал, что в пегматитах накапливаются те ионы, которые по своим размерам или слишком велики или слишком малы и не подходят под нормальные размеры типичных решеток кристаллизации, и что, с другой стороны, их недостаточно, чтобы они могли с самого начала достигнуть насыщения и выкристаллизовываться в виде самостоятельных решеток; однако, как мы видели, малые ионы благодаря поляризации легко превращаются в очень большие комплексные анионы (B, C, Si, P) и, таким образом, как таковые исчезают, и из них остаются в качестве катионов лишь Li, Be и Al.

Последний тоже преимущественно образует комплексные анионы, но благодаря высокому кларку очень рано входит в кристаллизацию, Be и Li недостаточно, и они выпадают позднее, лишь при дальнейшей их концентрации в расплаве.

Таким образом ведущим и наиболее характерным процессом пегматитового остатка является накопление именно больших ионов как простых, так и комплексных.

Связь с моделью Бора

Нам остается еще рассмотреть очень интересный вопрос о связи ионов пегматитовых растворов с моделью Бора. Мы отметили уже, что основной чертой этих ионов является их сферическое строение и тип благородных газов. Поэтому это по большей части ионы совершенно определенной валентности, не изменяющейся в разных условиях кислородного потенциала (исключение составляют Ti, Fe, Mn и в небольшой части Cr, т. е. ионы, попадающие из чужого поля).

Если мы рассмотрим левую часть Менделеевской таблицы, то очень скоро увидим, что ее характерной чертой являются два скачка: первый скачок после благородных газов, благодаря которому начинается новая

оболочка, более отдаленная от центра, т. е. электроны ионов, следующих за таким скачком, менее прочно связаны с ядром, и такие атомы относительно легче переходят в ионизированное состояние; это относится ко всем щелочам: Li, Na, K, Rb, Cs и щелочным землям Be, Mg, Ca, Sr, Ba.

После щелочных земель наступает второй скачок, который для Al и B протекает так же, как и для предыдущих; эти элементы относительно легче ионизируются, но для других периодов, где расположены Sc, Y, TR мы имеем заполнение новыми электронами не наружных оболочек, а пропущенных внутренних — начинается образование «семейств» с однородным потенциалом ионизации, но в общем все-таки несколько повышенным. В эту группу более трудно ионизируемых атомов попадают как раз редкие земли (TR). В результате таких свойств атомов, в конечной кристаллизации должны накапливаться ионы тем более, чем легче они ионизируются, т. е. чем меньше (относительно) их потенциал ионизации. Кларки пегматитов, стоящих столь близко вообще к кларкам гранитов, таким образом должны показывать повышенное содержание второй группы (благодаря четности), затем первой и третьей, с исключением верхних элементов: B и Al, которые по типу скачка должны занять место наравне с кларками четных элементов группы 2.

Таким образом мы подходим к очень серьезному вопросу — возможности теоретически объяснить характерный состав гранитов и гранитных пегматитов на основании строения наружных электронных оболочек. Исходя из наших современных представлений, мы можем теоретически набросать картину тех элементов, которые должны принимать главное участие в остаточной пегматитовой кристаллизации, причем основными предпосылками будут:

1. Преобладание меньших и особенно нечетных валентностей в порядке 1, 3, 2, 5, 4.

2. Для валентностей 3 преобладание Al и B над Sc, Y и TR.

3. В каждой валентности, за исключением 3, должны преобладать элементы нижние (относительно).

4. Элементы после скачков вперед должны усиливаться.

5. Ионы типа благородных газов.

Поэтому на основе этих положений доминирующее значение в пегматитах должны получить (в порядке понижения):

III — Al (B понижен, благодаря низкому кларку);
I — H, Cs, Rb, K, Na, Li (Fe), [Ag, Au, Hg (ионы не сферические)];
III — Y, TR, Zn, Ti, (Cr), Ga, Tl (B);
II — Ba, Sr, Ca, Pb, Mn, Mg, Fe, Co, Ni, Cd, Zn, Be, Cu;
V — Ta, Nb, P;
IV — Th, U, Hf, Zr, Sn, Ti, Mo, Re, Os, Ir, Ge, Ru, C.

Конечно, совпадение приведенного списка с элементами пегматитов неполно: особенно в правых частях (менее вероятных не сферических ионов), но в основном — порядок специфической роли элементов совершенно явно отвечает нашим наблюдениям. Конечно, мы не должны забывать влияния общих кларков земной коры, идущих в обратном направлении, чем величины эков (по крайней мере в каждой вертикальной группе такие резкие отклонения, как для Be, B и Cr, связаны несомненно с величинами кларков).

Во всяком случае, теоретически построенный список элементов настолько сходен с эмпирическим, что мы должны признать в общем правильными те предпосылки, которые поставлены были в основу нашего анализа: состав остаточных пегматитов мы можем объяснить путем влияния внешнего строения атомов на некоторую первичную систему элементов.

Ионный потенциал и потенциал ионизации

Потенциал ионизации определяет то напряжение, которое необходимо, чтобы оторвать от нейтрального атома его наружные электроны и превратить их в ионы. Чем легче оторвать электрон, тем скорее данный атом ионизируется, тем скорее образуются ионные диссоциированные растворы, легче образуются ионные гетеровалентные решетки, но тем менее они прочны. Таким образом, очень низкие потенциалы ведут к образованию решеток с малой энергией U.

Для того чтобы показать связь элементов пегматитов с очень низкими потенциалами ионизации, я выписываю просто из общих таблиц величины потенциала для отрыва одного электрона, в порядке повышения их величины (в электронвольтах):

Cs	Rb	K	Na	Ba	Li	Sr	Al	TR	Tl	Ca	Sc
3.8	4.16	4.3	5.1	5.19	5.37	5.6	5.9	5.7—6.9	6.08	6.09	6.57

Этот список элементов с наименьшими потенциалами совершенно отчетливо показывает, что типичные элементы телокристаллизации как раз совпадают с ним. Отдельные исключения, намечающиеся среди последних в списке элементов, связаны с многовалентными ионами, для которых, в сущности, отрыв первого электрона не показателен. Исключение составляет Be с его относительно высоким потенциалом.

Я не продолжаю далее анализа связи с потенциалом ионизации, так как мы знаем из теории эков, что величина эков для катионов типа благородных газов очень близка к потенциалу ионизации, и потому все те выводы, которые мы далее сделаем по отношению к экам катионов, могут быть почти полностью перенесены и на потенциал ионизации.

Ионный потенциал представляет некоторую искусственную величину (w:R), которая была применена Картледжем с большим успехом для выражения способности ионов давать прочные гетеровалентные соединения. Нет никакого сомнения, что теория эков, основанная на экспериментальных данных, в общем перекрыла теорию ионного потенциала. Как и следовало ожидать, к телокристаллизации относятся катионы с самыми низкими ионными потенциалами.

Свойства связи, прочность, твердость, термическая устойчивость, атомный объем

Прочность связи в кристаллической решетке в общем определяется величиной энергии решетки, но при условии учета характера ее распределения. Так как всякое нарушение связи идет по линии наименьшего сопротивления, то совершенно очевидно, что в случае, если энергия решетки локализирована в особых «островах», приходится считаться лишь с силами сцепления островов между собой. Рассмотрим последовательно основные черты прочности соединений телокристаллизации:

1. Атомный объем. Кривая атомных объемов Лотара Мейера очень определенно намечает положение различных типов атомов, причем литофилы занимают нисходящие ветви кривых.

В этих нисходящих кривых мы различаем нижнюю часть, переходящую в самые пониженные участки кривых, где расположены атомы наибольших удельных весов и наименьших объемов, т. е. атомы сидерофилов и протофилов. Телефилы силикатной кристаллизации занимают совершенно определенное место самых верхних частей кривых, причем щелочи лежат в самых верхних пиках. Таким образом, самые характерные элементы пегматитовой кристаллизации характеризуются наибольшим атомным объемом самих атомов, чему, согласно И. Заславскому, отвечают и наибольшие молекулярные или удельные объемы и самих соединений. Шибольд подсчитал плотность кислородных упаковок главнейших силикатов и отметил, что их плотность падает, притом очень сильно, от протокристаллизации к конечным выделениям гранитных пегматитов — цеолитам.

2. Механическая прочность находится в зависимости от энергии ионов и кристаллизационной структуры. Отдельные подсчеты показывают, что в пределах хода кристаллизации гранитных пегматитов прочность падает; однако точные расчеты на основании моих формул осложняются строением силикатных решеток. Во всяком случае ход твердости показывает, что вообще к концу пегматитового процесса прочность решеток слабеет.

3. Термическая прочность главнейших элементов телокристаллизации определенно падает, и такие характерные показатели, как коэффициент термической связи или коэффициент Анри, показывают самые низшие величины.

Общая роль четности (см. стр. 8, 14, 22 и 26)

Вопроса о четности и роли четных чисел в пегматитах мы уже касались при характеристике отдельных свойств пегматитовых элементов, однако, определенность и выдержанность нечетных чисел заставляет нас обратить на этот вопрос особое внимание и перечислить основные его черты.

1. Нечетность проявляется в предпочтительной нечетности A и Z (N) главнейших изотопов, что влечет за собой нечетность групп в Менделеевской системе; принадлежность к нечетной группе (особенно для ионов типа благородных газов) ведет обычно к нечетной валентности, а последняя ведет частично к нечетности координационных чисел и нечетности симметрии самих решеток (т. е. тригональной или гексагональной симметрии).

2. Преобладание нечетных величин (3 и 1) ведет таким образом к решеткам с меньшей стойкостью в энергетическом, механическом и термическом отношениях, благодаря чему мы можем говорить о меньшей работоспособности энергии, заключенной в нечетной решетке, ослабляющей ее качественно, наравне с количественным ослаблением, ввиду низких эков.

3. Таким образом, с точки зрения работоспособности энергии мы имеем две крайности — протокристаллизацию и телокристаллизацию, что, однако, энергетически (согласно закону Гесса) не ведет к обязательной генетической и эволюционной связи между этими двумя крайними точками силикатной кристаллизации.

4. К сожалению, отсутствие методов количественной оценки работоспособности энергии решеток не позволяет уточнить приведенное положение и сопоставить его с величиной энергии минералов.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

(Стереохимия, координационное число, симметрия, тип симметрии)

Кристаллохимически пегматиты изучены недостаточно, если не считать двух работ Ниггли и Гольдшмидта, посвященных им; некоторые геохимические черты отмечались и в моей немецкой работе по геохимии пегматитов. Мы можем свести кристаллохимические особенности к следующим основным положениям:

1. Решающими по Гольдшмидту являются в кристаллизации пегматитов крайние величины радиусов ионов, особенно большие, чему отвечают и

большие расстояния между узлами решеток. Так как все ионы малых радиусов превращаются в комплексные анионы, то практически решающими являются б о л ь ш и е и о н ы.

2. По Ниггли, решающими являются не только объемы и радиусы, а и тип кристаллической постройки (Bauplan) и координационное число. Действительно, ход образования решеток требует не только соответственных объемов, но, очевидно, и некоторой направленности связей в сложном кристаллическом комплексе, что не решается только объемами, но и типом и особенностями структуры.

3. По новым исследованиям решающим в кристаллохимии является э н е р г и я е е р е ш е т к и: и тип соединения, и структура, и координационное число диктуется наибольшей энергетической выгодностью геохимического комплекса и наименьшей работоспособностью решеток.

4. Характерным для кристаллохимии пегматитов является преобладание тригональных, или псевдотригональных осей, что связано с особенностями w и координационных чисел. Достаточно вспомнить, что главнейшие минералы гранитных пегматитов тригональны, гексагональны или кубичны: кварц, турмалин, берилл, биотит, мусковит, лепидолит, корунд, карбонаты (анхигексагонален — топаз, кубичны — гранат, микролит, магнетит, уранинит, флюорит и др.).

5. Все решетки — гетерополярные, ионные, из простых или комплексных ионов; в соединении многовалентных ионов (например Si, Ge) наблюдаются некоторые черты атомных решеток, но настоящих решеток из атомов мы не знаем.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ. ЭНЕРГИИ ИОНОВ В РЕШЕТОКАХ

Несомненно, что основной характерной чертой элементов пегматитовой кристаллизации являются величины энергии их решеток и кристаллоэнергии ионов, играющих роль в процессах.

Если по отношению к последним мы можем применить обычные применяемые мной в таблицах средние эки, то, к сожалению, этого нельзя сказать про энергию решеток U, так как за исключением нескольких случайных и очень мало точных определений Шибольда (полевой шпат, нефелин и др.) мы сколько-нибудь точных данных о величинах энергии силикатов не имеем. Конечно, на основе закона аддитивности (особенно применимого к пегматитам, ввиду сферичности большинства их ионов) можно теоретически вычислить величину для большинства телосоединений, но на этом пути стоят такие трудности:

М и н е р а л ы телокристаллизации почти без исключения содержат комплексные анионы, энергетические показатели которых нам не всегда известны.

2. Эки простых ионов точно так же экспериментально изучены лишь для наиболее распространенных элементов, тогда как для более редких они мною вычислены косвенно; таковы, например, эки

$$Zr^{+4},\ Th^{+4},\ Nb^{+5},\ Ta^{+5},\ Sc^{+3}$$

и потому их точность много меньше.

3. При малой изученности комплексных анионов и незнании основных величин поляризации появляются затруднения с величинами эков ионов очень малых радиусов. Хотя при общей слабой активной и пассивной поляризации можно пользоваться наинизшим пределом известных эков, тем не менее для некоторых ионов, например Al, Be и даже Li, вопрос представляет большое значение и вычисленные путем аддитивности величины U решеток мало точны.

Однако, хотя, таким образом, мы не имеем достаточных данных для определения величин U, тем не менее можно сделать ряд очень важных энергетических выводов на основании величин эков. Оставляя для другого параграфа их характеристику (качественную), мы по отношению к самым величинам энергии можем сделать нижеследующие замечания.

А н и о н ы. Казалось бы, что единственные простые анионы, которые входят в состав телокристаллизации, принадлежат к ионам максимальных эков: F — 0.37 и O — 1.55; однако практически оказывается иначе. Еще F играет некоторую роль, как таковой, со своим эком (самым большим в 17-й группе, но по абсолютной величине все же очень незначительным); но по отношению к кислороду вопрос обстоит совершенно иначе. Анион O^{-2} как таковой нам в телокристаллизации почти совершенно неизвестен, а всегда входит в состав комплексных анионов:

$$[SiO_4]^{-4};\ [AlO_4]^{-5};\ [PO_4]^{-3};\ [NbO_3]^{-1}\ \text{и т. д.}$$

Во всех этих случаях для определения суммарной энергии решетки нам необходимо суммировать эк комплексного аниона, величина которого колеблется между 0.3 и 4.0 единиц (в масштабе эков), что конечно полностью снижает теоретически возможную сумму: так, эк иона $[SiO_4]^{-4}$ около 2.8, тогда как, если подсчитать отдельно $Si^{+4} \times 4O^{-2}$, то мы получим суммарную величину 15.2, т. е. в пять раз большую. Если исключить вероятные анионы $[AlO_4]^{-5}$ и $[FeO_4]^{-5}$ с эками порядка 3.8—4.0, то для остальных комплексных анионов останутся лишь очень небольшие величины порядка 0.5—1.5.

Таким образом, анионы не вносят в построение решеток телокристаллизации большого энергетического пая; не лучше обстоит и с катионами.

Все катионы со сколько-нибудь большими эками превращаются в комплексные анионы и равным образом теряют в энергии: таковы B, частично Al, C, Sc, но большей частью Ti, P, Nb, Ta, W, Re и т. д.

Очень немногие катионы с большими эками дают самостоятельные решетки (Zr, Hf, Th, отчасти U), из остальных все ионы с относительно большими четными эками оказываются связанными с протокристаллизацией (Fe, Mg, Ni, Ti, Cr, отчасти Ca). Поэтому остаются в пегматитах катионы с наименьшими эками, причем самые низкие известные эки действительно связаны как раз с телокристаллизацией, а именно для

$$w = 1 — Cs — 0.30$$
$$w = 2 — Ba — 1.353.98—$$
$$w = 3 — TR — 3.58$$
$$w = 4 — Th — 6.80$$

Мы можем прямо выдвинуть такое положение:

К гранитным пегматитам относятся элементы, дающие анионы и катионы наименьших величин свойственной им кристаллической энергии. (Ср. работу Г. Леммлейна).

Мы воздерживаемся пока от точных количественных подсчетов, но общий характер и значение этого положения очень велики.

Пример отдельного энергетического анализа

Как пример углубленного энергетического анализа привожу рассмотрение тех пяти основных правил, которые выведены были на основании изучения 108 жил Iveland в Ю. Норвегии (1935), в новейшей монографии Bjørlykke.

1. Циркон и альбит принадлежат к наиболее ранним выделениям.

Мы имеем энергетически дело с Zr^{+4} и $[SiO_4]^{-4}$, т. е. высоковалентными катионом и анионом с очень высокими эками (7.85 и 2.75), благодаря чему мы должны при достаточном содержании ZrO_2 ожидать очень раннего выделения циркона из расплава, как нормальной гетерополярной решетки.

2. Фосфаты редких земель (монацит и ксенотим) принадлежат к очень ранней кристаллизации (раньше апатита).

Совершенно очевидно, так как эки соответственно равны Y — 3.95; TR (гр. Ce) — 3.60; тогда как Ca — 1.75.

Таким образом последовательность намечается самой величиной эков.

3. Ниобо-танталаты Y и TR кристаллизуются раньше, чем соединения этих же анионов с Fe и Mn.

Опять показательны эки: Y — 3.95; TR — 3.60; Fe — 2.12; Mn — 1.95; Ca — 1.75.

4. Силикаты редких земель (таленит и гадолинит) кристаллизуются позднее, чем другие соединения этих металлов.

Ответ не может быть дан, так как мы не знаем величины эков комплексных анионов Nb и Ta; по всей вероятности, они велики (относительно) и достигают 4—5, благодаря чему силикаты $[SiO_4]^{-4}$ (при эке около 2.75), должны кристаллизоваться позднее.

Таким образом, несмотря на все осложнения, вносимые изменчивостью концентрации отдельных элементов в различных жилах, тем не менее мы видим совершенно определенное влияние энергии ионов и энергии решеток на ход кристаллизации.

Пример отдельного морфотропного ряда. Группа граната

Такие очень характерные группы, как группа граната, связанные с весьма разнообразными генетическими условиями, позволяют особенно резко наблюдать связь процесса с морфологическим замещением отдельных элементов. Как сказано было выше, в таких рядах мы будем ожидать последовательность кристаллизации в порядке понижения эков и повышения R иона.

Действительно, эки главнейших ионов гранатов таковы:

Mg	— 2.20	Ti^{+3}	— 5.17
Fe^{+2}	— 2.15	Fe^{+3}	— 5.15
Mn	— 1.85	Cr^{+3}	— 4.75
Ca	— 1.75	Si^{+4}	— 9.00
Al	— 5.50	Ti^{+4}	— 3.40

Совершенно очевидно, что в протокристаллизации должен преобладать пироп: — Mg — Al — Si. Наоборот, в конечной кристаллизации гранатов при отсутствии Ca и Cr и малом содержании Ti, Mn (Fe'') — Fe''' — Al''' — Si , т. е. альмандин с переходом в спессартин, причем нужно ожидать, что спессартиновая частица с Mn будет усиливаться к концу процесса.

Этот чисто теоретический вывод блестяще совпадает с наблюдениями. Точки плавления тоже примерно отвечают этой схеме.

СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЧЕРТ ПРОТО- И ТЕЛОКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Мы выше уже отмечали очень резкое принципиальное различие между прото- и телокристаллизацией. Подведем здесь некоторые итоги и сопоставим сейчас последовательно их геохимические черты (табл. VII).

Таблица VII

Средний состав пород (весовые проценты)

№	Элементы	Перидотиты	Плато-базальты	Граниты	Гранитные пегматиты
6	C	—	—	—	0.03
8	O	42.05	44.95	48.40	50.83
11	Na	0.50	2.31	2.43	2.15
12	Mg	10.91	3.73	0.58	0.06
13	Al	3.26	8.16	7.85	6.90
14	Si	23.00	23.16	32.90	33.24
15	P	0.06	0.18	0.10	0.05
16	S	0.54	—	—	0.001
19	K	0.22	1.26	3.38	4.25
20	Ca*	0.09	6.40	1.55	0.64
22	Ti	—	0.82	0.23	0.05
24	Cr	0.31	—	—	0.01
25	Mn	0.18	0.24	0.12	0.15
26	Fe	13.51	8.71	2.43	0.35
27	Co	0.04	—	—	—
28	Ni	0.33	—	—	—
Ост.	—	—	0.28	0.03	1.29 F, в том числе 0.5 H

Примечание. Средние величины взяты по несколько устаревшим цифрам Дэли (1914). Состав гранитных пегматитов — по моей сводке 1935 г. Очевидно, что средние составы перидотитов, базальтов и гранитов должны быть коренным образом пересмотрены с включением всех самых новых определений школ Hevesy и Goldschmidt. Для моего анализа эта неточность большого значения не имеет.

Из приведенной таблицы мы можем сделать ряд очень важных выводов:

1. Все элементы четные (кроме O и Si) очень резко падают в ряде от прото- к телокристаллизации.

2. Падают не только четные в ходе процесса, но особенно элементы с атомным весом, делящимся на 4 (типа 4q).

3. Большинство нечетных растет или по крайней мере колеблется около некоторой средней величины.

4. Величины ионных радиусов, как правило, увеличиваются как в ряде простых катионов, так и путем превращения в комплексные анионы.

5. Наравне с резким увеличением размеров ионов мы наблюдаем в телокристаллизации и крайнее уменьшение их энергии, что или сохраняет катионы до конца в растворе (Li, Be, B) или превращает катионы в комплексные анионы с большим радиусом.

Приведем величины радиусов для характерных ионов:

* Ca+Sr+Ba.

Перидотиты			Базальты габбро-диориты		Гранитные пегматиты					
Cr	Ni	Fe	Na	Ca	Li	Be	Al	K	H	Ba
0.68	0.78	0.83	0.98	1·06	0.78	0.34	0.57	1.33	1.54	1.49

Mg	Ti		
0.78	0.64	$[SiO_4]^{-4}$ около 2.9	$[BO_3]^{-3}$ около 2.7

Соотношение четных и нечетных в обоих рядах было дано выше, стр. 15. Но особенно интересно и важно соотношение типов строения атомных ядер. Для этого мы даем нижеследующую диаграмму первых 28 элементов, из которых очень ясно по характеру изотопов, что тип 4q характеризует собой протокристаллизацию, а тип 4q+3 довольно точно отвечает качественной характеристике гранитных пегматитов. Хотя таблица дана лишь до 28-го номера, тем не менее эта же закономерность наблюдается полностью и в дальнейшем ходе элементов.

Таблица VIII

Распределение изотопов первых 28 элементов по типам

4q	4q+1	4q+2	4q+3
He	H	—	Li
C	—	B	Be
O(Ne)	—	—	B
Mg	(Mg)	(Mg)	F
Si	—	—	Na
S (Ar)	Cl	(S)	Al
Ca (Ca)	K	—	Cl (P)
Ti	Sc		K
Cr	(Cr)	(Cr) (Cr)	V
Fe	—	—	—
Ni	—	Ni	Mn

В таблице помещены только те изотопы, содержание которых в плеяде превышает 1%; при этом элементы с содержанием от 1 до 15% взяты в скобках.

Как видно из геохимического сопоставления всего эволюционного хода магматической силикатной кристаллизации, мы можем сказать следующее:

1. Дифференциация магматических расплавов характеризуется постепенным накоплением в остаточном растворе-флюиде наиболее подвижных, наиболее летучих элементов, с крайними и в особенности большими

низким и при том нечетным w и очень низкими величинами энергии ионов как простых, так и комплексных, с преобладанием типа $4q+3$ атомного ядра.

2. Особенно резко бросается в глаза изменение в энергии катионов от протокристаллизации к кристаллизации пегматитов. Для подсчета я беру среднюю таблицу пород, исключаю анионы как простые, ак и комплексные, а подсчитываю лишь типичные катионы: Na, Mg, Al, K, Ca, Cr, Mn, Te, Co, Ni.

При этом я веду расчет так, что множу процентное содержание иона на эк и беру сумму таких произведений как для перидотитовых пород, так и для пегматитов. Такое расчисление имеет лишь примерное значение, так как в действительности для точных подсчетов суммарной энергии ионов надо бы множить не на весовые проценты, а на проценты числа атомов, что, впрочем, общего порядка величин не изменяет.

Мы получаем суммарную энергию катионов перидотитов — 80 и пегматитов — 45.

Иначе говоря, энергия катионов в решетках перидотитов примерно в два раза больше, чем катионов пегматитовых образований, причем фактически она должна отличаться еще значительно больше, так как мной в подсчетах Al принят за катион, тогда как в ходе процесса он преимущественно превращается в комплексный анион.

В сущности уменьшение вдвое (примерно) энергии катионов пегматитов и есть самая характерная их черта по сравнению с начальными стадиями магматической кристаллизации.

Она тесно связана с постепенным уменьшением эков и вэков, увеличением легкости образования ионов и отщепления в водных растворах $[OH]^{-1}$, что ведет к постепенному усилению щелочности; одновременно идет понижение и вэков анионов, что отвечает усилению их кислотных свойств:

	$[AlO_4]^{-5}$	$[SiO_4]^{-4}$	S^{-2}	$[PO_4]^{-3}$	$[CO_3]^{-2}$	F^{-1}	HO^{-1}	$[SO_4]^{-2}$
вэки	0.8	0.7	0.57	0.50	0.40	0.37	0.37	0.34

Одной из очень важных задач дальнейших исследований явится точное вычисление изменения энергии ионов на основе точных атомных кларков как протокристаллизации, так и пегматитов.

Одновременно с этим должно быть подсчитано и изменение работоспособности энергии решеток, связанное с переходом к низшим валентностям и низшей симметрии. Мы не можем не выразить удовлетворения, что, может быть, скоро удастся чисто количественно выражать ход магматического процесса и все понятия Боуэна о «hyperfusibles components» и его серии, правило Розенбуша и другие эмпирические законы последо-

вательной кристаллизации свести к математически точным подсчетам уменьшения энергии ионов, участвующих в процессе, и изменения качественной энергии решеток по отношению к их работоспособности. Однако для этого необходимы прежде всего точные кларки протокристаллизации, которых у нас пока еще нет, и знание комплексных анионов в остаточных расплавах и их радиусов, эков и вэков.

Однако общий путь в разрешении нашей задачи мне кажется намечен совершенно определенно.

Таблица IX

Общий ход изменения свойств от прото- к телокристаллизации

Показатели	1600° (прото-)	1000° (мезо-)	500° (тело-)	300°
Характеристика ионов				
Координац. число	Обычно растет в конце процесса			
Радиусы ионов	Преимущественно увеличиваются			
Потенциал ионизации	Падает			
Ионный потенциал	Падает			
Энергия иона (эки)	Определенно падает			
Валентность	4, 6, 2	4, 2, 3	2, 3, 1	3, 1, 2
Четность	Падает . . . . . Преобладает нечетность			
Положение в Менделеевской таблице	Перемещается справа налево			
Тип атома и иона	Ионы ч. промежуточные. Ионы типа благородных газов			
Характеристика решеток				
Симметрия	Кубич.	Тетрагон.	Тригон.	Гексагон.
Осложнены постройки	Осложнение усиливается			
Изоморфное замещение	Падает и минералы постепенно очищаются			
Растворимость	Увеличивается			
Поляризация	Падает			
Окраска	Черная, серая	Темная, бурая	Светлозеленая	Бесцветная
Оптические свойства	Коэффициент преломления и двупреломления падает			
Энергия решеток	Очень определенно падает			
Твердость	Падает, но неправильно			
Ход процесса				
Смена пород	Перидотиты	Габбро	Диориты	Граниты
Типоморф. минералы	Оливин	Пироксен	Полев. шпат	Кварц
Критические точки	Магматит .	—	Флюид .	—
Характер раствора	Расплав		Переход в терму	

Примечание. Основное замечание к таблице заключается в том, что ход изменения свойств не идет последовательно, как отмечено, а постепенными

ступенями; так, протокристаллизация сама к своему концу приобретает черты телокристаллизации и, наоборот, начало пегматитов и гранитов частично охватывает мезокристаллизацию и даже ряд конечных фаз протокристаллизации.

Изучение энергетического хода процессов на основе наших построений еще далеко не разгадало всей сложной природы эволюции силикатных пород, но оно наметило новые пути их дальнейшего анализа

СРАВНЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ ГРАНИТНЫХ И АГПАИТОВЫХ

В моей монографии по пегматитам я подвергаю детальному анализу соотношение гранитных и агпаитовых пегматитов, причем подхожу к установлению ряда закономерностей этих соотношений. Я не буду касаться в настоящем томе этого очень серьезного вопроса, но должен отметить, что он полностью еще не получил своего объяснения. Мы можем лишь наметить следующие основные черты:

1. Агпаитовые пегматиты характеризуются соотношением

$$K_2O+Na_2O \gg Al_2O_3,$$

тогда как в плумазитовых мы наблюдаем обратное.

2. Для сильно агпаитовых пегматитов характерен обратный порядок кристаллизации, внешне как бы идущий вразрез с нашими энергетическими выводами.

3. Объяснение обратного порядка связано с избытком щелочных катионов и превращением части катионов в комплексные анионы с очень низкими эками и, поэтому, относящимися к поздним кристаллизациям.

4. Агпаитовые пегматиты занимают в эволюционной серии пород среднее место между габброидными и гранитными образованиями, благодаря чему характеризуются средними величинами по химическому составу, по комплексу летучих соединений, по четности элементов, по роли нечетной низкой валентности.

СООТНОШЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ С ПНЕВМАТОЛИТАМИ

Мы видим, что в начале своей кристаллизации пегматитовый остаточный расплав насыщен большим количеством летучих соединений и по мере его охлаждения вплоть до верхней критической точки Q из него отдестиллируют летучие погоны на основе соотношений парциальных давлений остаточного расплава и летучей фазы. Нет никакого сомнения, что в процессе распределения элементов между пневматолитом и остаточным пегматитом совершенно особую роль играет давление: при очень низких

и иногда внезапно возникающих давлениях большая часть летучих компонентов уходит в пневматолиты, и, обратно, при постоянных больших внешних давлениях дестиллаты сохраняются в остаточном расплаве, обогащая его летучими компонентами.

Мы можем схематически наметить три группы элементов:

1. Остаются полностью (или преимущественно) в пегматите:

(Li), (Be), Na, B, Al, (Si), (P), K, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, TR, Hf, Ta, Th.

2. Полностью или почти полностью переходят в пневматолиты:

H, (CO_2), S, (Mn) (Fe), Cu, Zn, Sb, Ba, W, Au, Pb, Bi.

3. Занимают среднее место:

O, F, Si, Cl, Ca, Mg, Ti, Ge, Sn, Mo, Mn, U.

Распределение и уход в пневматолиты зависит:

1. От способности элемента давать «замкнутые» летучие решетки, например Ti, Si.

2. От способности давать более летучие соединения благодаря сильной поляризации и снижению температуры кипения Cu, Zn, Fe^{+3} и др.

3. Благодаря легкой способности давать комплексные анионы (остающиеся в растворе) и, потому, образованию летучих соединений катионов, например F, C.

Детальный анализ распределения может быть дан лишь на основе законов строения и энергетики решеток и должен быть проведен путем специальных исследований.

ОБЩИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

Исходя из приведенных выше геохимических данных, мы можем построить следующую характерную систему последовательности главного выделения элементов (табл. X).

Приведенная последовательность выпадения ионов, хотя и носит ряд черт закономерности (ход *w*, четности и т. д.), тем не менее их полное объяснение на основании законов энергии ионов и решеток пока еще невозможно (см. детальный анализ в моей монографии по пегматитам).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ. ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Приведенный выше анализ телокристаллизации силикатных расплавов показывает несомненную закономерность в его взаимоотношениях с протокристаллизацией. Несомненно, что очень сложная конечная остаточная система 300 минералов, с накоплением до 60 химических элементов в весомых количествах, очень осложняет наш анализ, тем более, что изменчивость в величинах давления, влияния боковых стенок различных пород, нало-

Таблица X

Последовательность выделения элементов

Температура	Элементы характерные	Менее характерные	Валентность	Тип ионов.
800°—600	Fe, Mg, Ca	TR, P, Si	2, 2, 2, 3, 5, 4	Ионы протокристаллизации
650°—550	Ti, Ta, Y, Fe	Nb, TR, Mn, Zn	4, 4, 3, 2, 5, 3, 2, 4, 4	Ионы высокой валентности
550°—500	B, F, Be, K	Sn, W	3, 1, 2, 1 4, 4—2	Роль летучих усиливается
500°—450	Na, Li, Mn, Sn, B	Nb, (Ta), Bi, W	1, 1, 3, 4, 3 5, 5, 3, 4—6	—
450°—400	Na, Li, P, Mn, OH	Tl, Cs, F	1, 1, 5, 3, 1 2, 1, 1	Особое усиление нечетных
около 400	F $[CO_3]^{-2}$	OH, Na, Li, Fe	1, 2	—
			1, 1, 1, 2, 3	
400°—200	$[CO_3]^{-2}$, Cu, Zn	F, OH, B	2, 1, 2	—
			1, 1, 2	
200°—100	Na, Ca	$[CO_3]^{-2}$	1, 2, 2	—

жение и повторение старых фаз — все это необычайно осложняет задачу и делает ее решение пока лишь схематическим.

И тем не менее мы видим со всей определенностью, что гранитные пегматиты по сравнению с протокристаллизацией представляют совершенно иной, низший уровень энергии, и мы видим из подсчетов кристаллоэнергии катионов, что она почти вдвое ниже, чем энергия катионов протокристаллизации. Но если сами пегматиты мы можем рассматривать как некоторый более низкий уровень энергии, то и в них самих мы должны различать ряд отдельных ступеней-уровней; весь процесс пегматитовой кристаллизации не только сам по себе разделяется на два резких уровня, лежащих в пределах фаз B—E и F—K, но и более дробно намечаются отдельные ступени в последовательном ходе процесса, которым более или менее отвечают выделенные мной отдельные типы пегматитов.

Дальнейшее изучение пегматитов с точки зрения энергетической позволит еще точнее обосновать их геохимические черты и наметить величину соответствующей им энтропии.

Однако для углубления нашего анализа необходимы дальнейшие исследования, которые мы можем свести к следующим пунктам:

1. Экспериментальное изучение энергии решеток главнейших типоморфных минералов пегматитов.

2. Изучение комплексных анионов, их природы, условий образования, поляризации, радиусов, величины эков.

3. Изучение вообще явлений поляризации, многовалентных ионов малых радиусов и поляризуемости больших катионов типа Cs и Ba.

4. Уточнение величины кларков пегматитов, их пересчет на атомные проценты и сравнение с кларками прото- и мезокристаллизации.

5. В виду отсутствия сколько-нибудь точных данных по кларкам протокристаллизации, постановка ряда экспериментальных исследований над их природой и величиной.

6. Изучение хода координационных чисел в пегматитовом процессе.

7. Изучение связи оптических явлений с ходом кристаллизации, с величинами энергии решеток в целом и энергии отдельных ионов.

8. Изучение, согласно пути, намеченному Шибольдом, хода плотности кислородной упаковки сложных силикатов и ниобо-танталатов.

9. Изучение колебаний эков в минералах пегматитового образования, при разных сочетаниях катионов и анионов.

10. Сравнительный анализ плумазитовых и агпаитовых пегматитов.

ОБЗОР ГЕОХИМИИ ОТДЕЛЬНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

Ниже я помещаю лишь краткие сведения, имеющие интерес для проблемы пегматитовых образований.

1. В о д о р о д. Нет никакого сомнения, что как водород, так и гидроксильная группа и сама вода играют большую роль в гранитных пегматитах, частью подвергая (примерно при 600°) гидролизу полевые шпаты с преобразованием их в мусковит, частью входя в состав сложных алюмокремневых кислот типа слюды, где ион водорода может замещать калий и этим путем переводить в ходе процесса биотит более ранней кристаллизации в гидрослюды типа вермикулита. При высоких температурах вода играет роль слабой кислоты и лишь постепенно, по мере охлаждения расплавов, кислотность гранитных остатков заменяется нейтральными или даже щелочными растворами.

2. Г е л и й. Гелий принадлежит к интересным элементам пегматитовой магмы; генетически, очевидно, связан с распадом радиоактивных рядов урана и тория. Очень интересно накопление гелия в берилле, что К е л ь в и н о м объясняется как результат длительного геохимического процесса, благодаря чему берилл более древних геологических формаций содержит гелий в бóльшем количестве. Анализы, однако, показывают, что далеко не весь гелий сохраняется в минералах пегматитовой кристаллизации и что значительная часть его выносится пегматитовыми растворами через минеральные источники, которые нередко благодаря этому

оказываются обогащенными гелием и другими элементами пегматитов (литием, бором и др.).

3. Литий играет совершенно исключительную роль в гранитных пегматитах и геохимически блестяще описан в работах Кунитца (1924—1929). Очень малый радиус иона (0.78) вызывает своеобразные черты этого щелочного элемента, благодаря чему он оказывается не изоморфным ни с калием, ни с натрием в полевых шпатах. Он не находит в первых стадиях кристаллизации соответственных себе кристаллических решеток и поэтому накапливается в фазах F и G, где и образует специально литиевые минералы. Интересно отметить некоторую способность к взаимному замещению лития и двухвалентного марганца и особенно — двухвалентного железа. Эта связь лития, марганца и железа не только характеризует фосфаты крайней фазы кристаллизации пегматитовых расплавов, но и частично обусловливает миграцию лития, марганца и железа в пневматолиты, где они вместе образуют минералы типа циннвальдита.

4. Бериллий принадлежит несомненно к самым основным и характерным элементам гранитных пегматитов. Правда, последние исследования Гольдшмидта показали, что по сумме наибольшее общее количество этого элемента накоплено в нефелиновых сиенитах и связанных с ними пегматитах. Однако наибольшая концентрация в количествах, измеряемых десятками куб. метров этого элемента, нам известна исключительно в гранитных пегматитах, где он образует целый ряд минералов, из которых самыми важными являются берилл и фенакит. Благодаря своему исключительно малому радиусу иона бериллий не может входить в какую-либо из типичных кристаллических построек ранних фаз кристаллизации. Даже по отношению к алюминию расхождение в величине радиуса иона настолько значительно, что мы не можем ожидать замещения этого элемента бериллием. Зато в фазу D и E он получает возможность строить свою собственную кристаллическую решетку, причем особенно это характерно в том случае, когда имеется избыток глинозема и недостаток окиси кремния. В дальнейшем бериллий подвергается новой миграции и нередко выщелачивается, переходя в более позднюю кристаллизацию в виде соответственных флюофосфатов и флюокарбонатов.

5. Бор. Последние исследования Гольдшмидта нам показали, что бор является главным элементом не в пегматитовых образованиях, а в осадочных свитах. Гольдшмидт даже описывает образования турмалина в некоторых контактах, как результат поглощения бора из осадочных пород. Во всяком случае для нас очень важно, что бор очень скоро из расплава переходит в комплексный анион и в виде такового образует в разных фазах процесса шерл и турмалин, в котором ему приходится ассоциироваться вместе с железом. Бор при этом обладает исключительной способностью образовывать устойчивые комплексы с окисью железа и

частью—с закисью марганца и поэтому как бы вылавливает последние остатки этих элементов из остаточных расплавов и очищает от них минералы дальнейших кристаллизаций.

6. У г л е р о д не играет большой роли в пегматитах. Очень интересно, что он образует самостоятельный ряд графита, асфальта и карбурана на границе фаз C и D, а позднее—карбонаты и флюокарбонаты, кристаллизация которых начинается лишь после фазы G.

7. К и с л о р о д. По сравнению с другими дериватами остаточных расплавов мы не можем пегматиты считать особенно богатыми свободным кислородом. Это видно из наличия закисных соединений, и лишь в последующем процессе фаз F и G благодаря воздействию, вероятно, боковых стенок мы наблюдаем частичное окисление закиси в окись одновременно для железа и для марганца.

8. Ф т о р распределяется между пегматитами и пневматолитами, причем главная часть уходит в последние, в самых пегматитах его количество невелико. В небольшом проценте входит он в состав более ранней кристаллизации апатита. Далее сохраняется в расплаве и лишь начиная с фаз F и G фтор начинает приобретать особое значение, хотя никогда не образует крупных скоплений фтористых минералов, за исключением только одного криолита, который генетически тесно связан не с образованием пегматитов типичных гранодиоритов, а с пегматитами гранитов щелочного характера.

9. Н а т р и й принадлежит к характерным элементам, причем изучение последних в значительной степени показало огромное значение соотношения калия и натрия в гранитных пегматитах; в то время как сумма щелочей обычно оказывается в пегматитах довольно постоянной и колеблется в пределах 8.5—9%, соотношение между окисью калия и окисью натрия является весьма изменчивым и до сих пор полностью неразгаданным. Мы можем отметить лишь следующие характерные эмпирические черты:

1) более глубинные и более высокотемпературные пегматиты богаче калием;

2) пегматиты, тесно связанные с магматическим очагом, точно так же богаче калием, который, по мере удаления от очага, замещается натрием;

3) поэтому для калиевых пегматитов более характерными являются фазы B, C, D, для натрия — фазы F—G;

4) при десиликации пегматитов калий обладает гораздо большей миграционной способностью, чем натрий, благодаря чему калиевые пегматиты превращаются в десилифицированные плюмазит, марундит и корундит;

5) калиевые пегматиты богаче редкими элементами, особенно многовалентными, тяжелыми атомами ниобия, тантала, урана и циркония, наоборот, натриевые пегматиты богаче литием, оловом и вольфрамом;

6) калиевые пегматиты легче теряют свои элементы (главным образом, олово) при переходе в пневматолиты, чем это наблюдается в натриевых;

7) золото по преимуществу связано с натриевыми пегматитами, что впрочем не является обязательным. Если территориально рассмотреть распределение натриевых и калиевых гранитов, то в соответствии с составом более древних основных щитов Феноскандии и Урала мы встречаем чаще калиевые пегматиты, тогда как в более молодых процессах мезозоя или третичного возраста мы нередко встречаем исключительно натриевые образования.

Очень интересна идея З а п л е т а л а (Брно, 1926—1928), который для герцинских цепей Европы наметил нижеследующий порядок распределения щелочей от осей цепей к их крайним частям: калий — натрий, калий—кальций, натрий — кальций, кальций — натрий.

Этот порядок отвечает отчасти и хронологии процессов и постепенному понижению температуры.

12. М а г н и й не играет почти никакой роли в гранитных пегматитах и очень скоро целиком извлекается из них биотитом и кордиеритом; в случае поглощения этого элемента из боковых пород этот процесс идет особенно интенсивно.

13. А л ю м и н и й. Нет никакого сомнения, что подавляющая часть глинозема, находящегося в гранитных расплавах, остается в пегматитовом остатке и не попадает в пневматолиты. Накопление этого элемента в пегматитах ведет к преобразованию их в так называемые плумазиты, в которых сумма атомов щелочей меньше, чем число атомов алюминия. Такой процесс может происходить только под влиянием поглощения богатых глиноземом пород или десиликации пегматитов, благодаря которой выносятся из их состава кремнезем и щелочи. В результате такого обогащения алюминием образуется дистен, андалузит, хризоберилл, шпинель, кордиерит и даже корунд.

Интересно отметить, что все эти минералы выкристаллизовываются довольно рано и таким образом в фазе С нормально освобождают пегматитовый остаток от избытка глинозема.

14. К р е м н и й. Кремнезем определяет собой характер пегматитового остатка. Из ряда анализов мы можем сделать вывод, что в общем на одну молекулу глинозема и, примерно, одну молекулу щелочи в составе остаточных пегматитовых расплавов приходится 8 или 9 молекул кремнезема. Правда, что этот кремнезем еще в ходе охлаждения гранитных пегматитов выносится в пневматолиты вместе с водяными парами, однако, значительная часть его накапливается в ходе процесса и в течение фазы С до G выкристаллизовывается в виде богатых кремнеземом силикатов или кварца. В моей монографии о пегматитах я подробно развернул историю миграции

этого элемента, где накопление и десиликация идут в зависимости от тех или иных физико-химических условий растворов.

15. Ф о с ф о р. Хотя большая часть этого элемента остается в ранних фазах кристаллизации самих гранитов и в пегматиты переходит сравнительно небольшое количество атомов, тем не менее фосфор играет очень интересную роль в гранитных пегматитах. Прежде всего для него характерно преобразование пятивалентного катиона в трехвалентный комплексный ион, в качестве какового фосфорная кислота в очень значительной части выпадает в очень ранних фазах под влиянием осаждения глинозема и редких земель; лишь при отсутствии этих двух элементов в остаточных расплавах она сохраняется благодаря очень низкому эку вплоть до фазы G, где и дает начало образованию фосфорнокислых солей закиси железа, марганца, лития и натрия.

16. С е р а играет ничтожную роль в гранитных пегматитах. Недостаток кислорода препятствует переходу ее в комплексный анион $[SO_4]^{-2}$, и поэтому она частично или образует соединения с тяжелыми металлами, поскольку последние оказались в пегматитовых остатках, или даже входит в состав самих силикатов в виде сульфидной части.

17. Х л о р играет очень небольшую роль, частично при вторичном образовании скаполитов.

19. К а л и й. Роль этого элемента см. стр. 45.

20. К а л ь ц и й. Кальций благодаря своему высокому радиусу иона и малому эку легче, чем магний и железо, сохраняется в остаточных расплавах, и поэтому неудивительно, что содержание этого элемента в пегматитах достигает полпроцента. Частично, правда, кальций очень рано выпадает или в виде апатита или в виде плагиоклаза, но в общем он обычно подвергается вторичной миграции и играет роль в конечных фазах пегматитовых процессов.

21. С к а н д и й. Хотя в настоящее время благодаря работам В. М. Гольдшмидта выяснилось, что скандий не является типичным пегматитовым элементом, а главные его количества связаны с магнием в протокристаллизации, тем не менее мы знаем в гранитных пегматитах целый ряд минералов, содержащих этот элемент, причем особенно характерным является для него чисто скандиевый минерал — тортвейтит.

22. Т и т а н принадлежит к замечательнейшим элементам всего ряда магматической кристаллизации.

Дело в том, что лишь при особых условиях пневматолитов, связанных с основными магмами, мы видим накопление этого элемента в качестве типичного катиона, образующего рутил. Обычно, однако, мы видим титан в виде или трехвалентного или четырехвалентного элемента, образующего соответственные комплексные анионы. Как показали мои энергетические расчеты, энергии таких комплексных ионов относительно близки друг

к другу и к энергии четырехвалентного катиона титана, благодаря чему для титана довольно безразличным является сохранение в виде катиона или образование комплексных ионов разной валентности; отсюда отсутствие для него каких-либо характерных процессов, которые заставляли бы его выпадать в возможно больших количествах и поэтому более или менее равномерное распространение, в сущности, во всех образованиях магматического ряда; действительно, как показали количественные подсчеты кларков, он ни в одной из фаз процесса кристаллизации расплавов не накапливается. В гранитных пегматитах он характеризуется совместной кристаллизацией с ниобо-танталовым комплексом, где образует многочисленные черные минералы и где частично связан с железом в виде ильменита. Лишь после разрушения содержащих титан минералов он вторично переходит в раствор и уже в значительно более поздних фазах вновь встречается уже в виде самостоятельных титановых минералов.

23. Ванадий обнаружен лишь спектроскопически в некоторых слюдах, богатых железом. Обычно захвачен из соседних основных пород.

24. Хром. До последних работ G. Hevesy мы считали, что хром практически отсутствует в гранитных пегматитах; однако точные химические определения последнего времени показали, что он содержится в гранитных пегматитах в довольно значительных количествах и что таким образом далеко не весь хром задерживается в протокристаллизации. Объяснение этому можно видеть в том, что в то время как в протокристаллизации хром играет роль типичного катиона Cr^{+3}, в дальнейшем ходе кристаллизации он окисляется в комплексный анион, обладающий значительной растворимостью (вероятно $[CrO_4]^{-2}$).

25. Марганец — один из элементов, широко распространенных во всей магматической кристаллизации и лишь в небольших количествах накапливающийся в конечной кристаллизации. Для него особенно интересно в условиях пегматитового остатка повышение валентности до Mn^{+3}, чем объясняется ряд розовых окрасок, особенно в фазы G—F.

26. Железо. В сущности железо почти никакой роли в гранитных пегматитах не играет, и те небольшие количества, которые остаются в остаточном расплаве, обычно снимаются, особенно в случае, если в растворе имеются комплексные ионы бора: последние извлекают остатки железа и этим путем ведут к очистке раствора от окрашенных и поляризованных ионов.

29. Медь в пегматитах играет ничтожную роль; изредка появляется в фазу H в качестве особого типа сульфидных пегматитов; спектроскопически нередко наблюдается в лепидолите и особенно — в флогопите контактных месторождений.

30. Цинк в гранитных пегматитах встречается еще реже, чем медь (изредка ганит).

31. Галлий. Близость энергетических показателей и размеров ионов галлия и алюминия ведет к тому, что этот элемент частично накапливается в алюмосиликатах, правда, в небольших количествах; мы встречаем некоторое содержание галлия особенно в литиевых пегматитах, причем особенно характерным для него является лепидолит.

32. Германий. Не играет роли в гранитных пегматитах, изредка обнаруживает некоторое накопление в альвите и оранжите.

33. Мышьяк очень редок.

37. Рубидий. Постоянный спутник литиевых силикатов; собственных минералов не образует и благодаря большим ионам и малым энергетическим показателям очень долго сохраняется в растворах, нередко обогащая ими постпегматитовые воды.

38. Стронций — см. барий.

39. Иттрий. См. соответствующую группу редких земель. Необходимо иметь в виду, что иттрий вообще играет в гранитных пегматитах большую роль в противоположность группе церия, которая характерна для нефелиновых сиенитов и отличается особенно основными свойствами.

40. Цирконий и его неизменный спутник в гранитных пегматитах — гафний — играет большую роль и обычно выкристаллизовывается весьма рано в фазу C и фазу D.

41 и 73. Ниобий и тантал. Распространение этих элементов в гранитных пегматитах имеет огромное теоретическое и практическое значение. Выпадение его относится к двум фазам: фазе C и фазе F, причем обычно тантал выкристаллизовывается в первой, а ниобий накапливается во второй. Однако известен ряд месторождений и с обратным соотношением.

42. Молибден — характерный минерал гранитных дериватов, причем частично известен в гранитных пегматитах.

46. Палладий — отмечается в ничтожных количествах в высокотемпературном касситерите и молибденовом блеске.

47. Серебро отмечается в небольших количествах.

50. Олово. Геохимия его в пегматитах весьма интересна. Он распределяется между пегматитами и соответственными пневматолитами в зависимости от упругости пара кровли. Б. И. Артемьев прекрасно изучил постепенное изменение форм кристаллизации оловянного камня; для фаз более высокотемпературных характерно накопление в нем ниобия, тантала, количество которых, равно как и примесь железа, постепенно падает.

55. Цезий играет огромную роль, образуя довольно крупные скопления цезиевого минерала — поллукса; характерна его связь с литием и рубидием.

56. Барий и стронций не играют большой роли в пегматитах, причем стронций более характерен для нефелин-сиенитовых пород, а барий должен был бы уйти вместе с калием, накапливаться в гранитных пегматитах; однако мы наблюдаем его вынос в пневматолиты, что до сих пор физико-химически не объяснено.

57—71. Редкие земли. В гранитных пегматитах играют преимущественно роль последние номера, т. е. редкие земли более кислого типа, последовательность их выпадения была изучена В. М. Гольдшмидтом и К. К. Матвеевым.

72. Гафний — см. цирконий.

73. Тантал — см. ниобий.

74. Вольфрам обычно не играет большой роли в нормальных гранитных пегматитах. Интересно его накопление в фергусоните и колумбите в жилах Южной Норвегии.

75. Рений характерен для молибденитов высокотемпературных фаз.

78. Платина. Ничтожное количество платины отмечается в гадолините и колумбите.

79. Золото. Любопытно отметить, что все золото уходит в летучие погоны, и мы не знаем ни одного настоящего пегматита, в котором мы бы встретили видимое золото.

80. Ртуть. Неизвестна в пегматитах.

81. Таллий. Благодаря малому эку и большому ионному радиусу близок к рубидию, таллий встречается вместе с последним в наиболее поздних продуктах пегматитовой кристаллизации.

82. Свинец. Обычно происхождение его в пегматитах связано с продуктами радиоактивного распада.

83. Висмут. Очень характерный элемент в гранитных пегматитах, но геохимия его до сих пор не разгадана.

90. Торий — один из важнейших элементов кислых остаточных магм, сопровождает обычно редкие земли и иттрий; его выпадение относится обычно к ранним фазам B и C.

92. Уран. При исключительной летучести ряда соединений уранила обычно уран не сохраняется в остаточных пегматитах, тем не менее в некоторых специфических условиях мы встречаем его в гранитных пегматитах в фазы C—D. Для уранита из пегматитов характерно высокое содержание различных примесей и в особенности — окиси тория.

87. ? — отмечен Пепишем в Северной Америке, но находка не проверена.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО ГЕОХИМИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Грандиозная литература по гранитным пегматитам собрана в главнейшей части в моей монографии:

А. Е. Ферсман. Пегматиты, I, 1932 (второе изд.), стр. 492 — 503. В дополненном виде с примечаниями она будет дана в третьем издании.

См. также следующие главнейшие сводки:

Beaumont Elie de. Notes. l'émanations volcan. et met. Bull. soc. géol. France, 1846—1847, IV, p. 1254—1316.

Ellsworth H. V. Rare elements of Canada. Econ. Geology. Canada. Dep. of Mines, 1932, p. 1 — 272.

Fersmann A. Geochemische Migration d. Elemente. Abhandl. prakt. Geologie, 1929. No. 18, p. 1—25.

Fersmann A. Geochemie d. Granitpegmatite. Min. Petr. Mitt., 1931, 41,p. 200—213.

Fersmann A. Geochem.-genetische Klassif. d. Granitpegmatite., Tsch. Min. Petr. Mitt., 1931, XLI, p. 64—84.

Fersmann A. Die geochemische Diagrammen, Neues Jahrb. f. Min., 1931. Brauns Festb., p. 663—680.

Goldschmidt V. M. Elemente u. Minerale pegmat. Gesteine. Nachr. Gesellsch. Wiss. Gött. M. N. Klasse, 1930, p. 370—378.

Hess F. Natural History of Pegmatits. Eng. a. Min. Journal, CXX, 1925, p. 289—298.

Niggli P. Zur Mineralchemie d. Eruptivgesteine und Pegmatite. Schweiz Min. Petr. Mitt., 1932, XII, p. 204—221.

Леммлейн Г. Порядок выделения силикатов из магм. расплава и энергии их крист. решеток. Доклады АН. 1936. I. стр. 29—31.

М. Н. АЛЬТГАУЗЕН

КАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Канское или Баргинское месторождение пегматитов находится в 21 км на север от ст. Заозерная, Томской ж. д.,[1] в Рыбинском районе Восточносибирского края. В географическом отношении оно приурочено к юго-восточным отрогам Енисейского хребта (рис. 1); координаты месторождения таковы: широта 56°07′, долгота 94°40′ (от Гринича); превышение над уровнем моря около 300 м.

Предлагаемая работа является результатом исследований, проведенных одновременно с выполнением геолого-разведочных и консультационных работ. Исследования начаты летом 1931 г.; в этот сезон автор возглавлял геолого-разведочную экспедицию Института прикладной минералогии. Материалы 1931 г. послужили основной базой проведенных исследований.

В 1932 и 1933 гг. автор имел кратковременные посещения месторождения для консультации разведочных и подготовительных работ, во время которых проведены дополнительные наблюдения.

В работах 1931 г. участвовали: М. Г. Шишулина, П. Н. Сучков, Н. А. Гужеловская; коллекторскую работу выполняла бригада студентов Московского геолого-разведочного техникума в составе: Е. Доломановой, В. Гусевой, З. Макрояни, Н. Борисенко, М. Парамоновой, Е. Ливниц, В. Анофриева и коллектора Е. Акимова.

В камеральной работе участвовал А. В. Крюков и Б. Н. Мелентьев.

В настоящей работе использованы результаты разведочных работ, проводившихся Канским рудоуправлением «Союзслюда» в лице В. В. Листова (1931 г.) и восточносибирским ГРТ в лице П. Н. Сучкова и А. А. Якжина (1932 г.), и в особенности данные рудоуправления о результатах добычных работ, которые документировались маркшейдером рудоуправления П. К. Котельниковым. Прилагаемый картографический материал процентов на девяносто является результатом картирования, проведенного экспедицией ИПМ (1931 г.).

В заключение отмечу внимательное отношение техперсонала рудоуправления в лице П. К. Котельникова, В. П. Клюева и Ф. В. Черемисинова, которое заключалось в регулярной присылке первичной документации действующих рудников, что позволило, с одной стороны, учитывать

[1] Ст. Заозерная расположена в 166 км на восток от г. Красноярска.

при исследовательских работах новые сведения о месторождении, а с другой — постоянно корректировать направление геолого-разведочных работ рудоуправления.

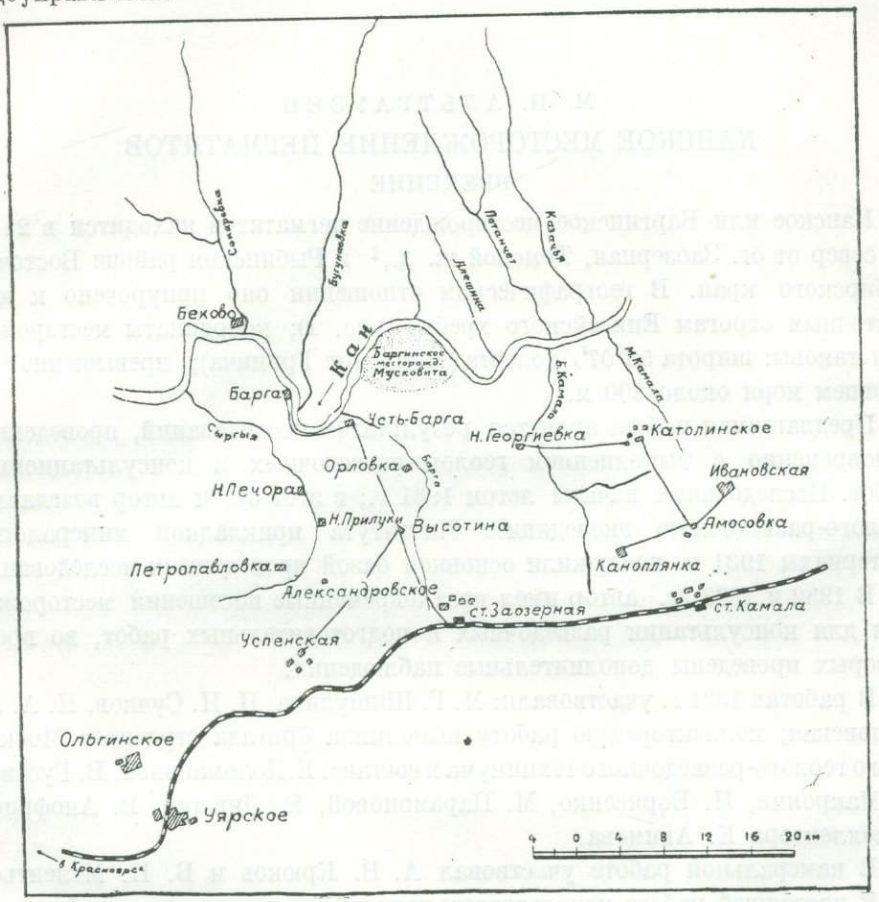


Рис. 1. Карта района Канского месторождения мусковита.

Химические анализы выполнялись в основном Петрохимической лабораторией и частично ЦАЛ Института прикладной минералогии, а также аналитическим сектором ЦНИГРИ.

Микрофотографии выполнялись в микрофотографическом кабинете Института прикладной минералогии Л. И. Цукерман; чертежные работы исполнены В. Е. Третяк.

ИСТОРИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

История Канского месторождения проста. Она обычна для месторождений, игравших в дореволюционное время подчиненное значение. Начиная с 1848 г. и по 1917 г. отдельные участки месторождения переходили из рук

в руки отдельных предпринимателей и мелких компаний, которые вскрывали наиболее ценные участки.

Основные этапы таковы. В 1848 г. разработку Канского месторождения начал владелец Канского железоделательного завода. В 1865 г., в связи с закрытием завода, разработка слюды прекратилась, и лишь в конце прошлого столетия в связи с общим увеличением спроса возобновились поиски слюды. В 1903 г. опять были начаты мелкие разведочные работы на нескольких жилах Канского отвода.

В 1909 г. было организовано товарищество «Горнорабочий», которое в 1910 г. провело небольшие разведочные работы, сосредоточенные главным образом на руднике Случайном, и в 1911 г. приступило к его эксплоатации. В 1913 г. рудник перешел во владение акционерного о-ва «Сибирская слюда».

В 1918 г. работы были остановлены и рудники заброшены. В 1921 г. по распоряжению руководящих организаций Горным отделом Енисейского губсовнархоза вновь были организованы горные работы на руднике «Случайном», при чем до начала 1922 г. удалось провести лишь откачку воды и частичное приведение в порядок выработок. В 1922 г. была произведена выемка некоторых подготовленных ранее целиков. В средине этого же года горные работы прекращены, а выработки вновь затоплены. В 1925 г. Институтом прикладной минералогии была организована небольшая пробная добыча и разведка, сосредоточившаяся главным образом на руднике «Случайном». В 1926 г. производились разведки и небольшая добыча полевого шпата; работы велись Красноярским фарфоро-фаянсовым заводом, а также трестами «Русские самоцветы» и Продсиликатом; судя по некоторым данным, в этом же году велась небольшая добыча слюды.

В 1927 г. работ не было.

В 1928 г. месторождение было передано в ведение Канской трудовой колонии. В 1930 г. все работы перешли в распоряжение Сибслюдтреста, ныне именуемого трест «Союзслюда», в ведении которого они находятся и по сие время. Отрывочные сведения о разведочных работах имеются в ряде рукописных отчетов и журнальных статей.[1]

Разведочные работы до 1931 г. носили больше поисковый характер и выражались чаще в бессистемных поисках промышленных гнезд; главная часть этих работ сводилась к пробной эксплоатации наиболее ценных участков. Лишь в 1931 г. силами разведочной партии Института прикладной минералогии и разведочной партии Канского рудоуправления «Союзслюда» были поставлены правильные поверхностные разведочные работы, выразившиеся в следующем:

1) поиски пегматитовых жил;

[1] См. список литературы.

2) прослеживание их по простиранию поперечными канавами;

3) в участках с наличием пластин мусковита промышленных размеров проходка пробных карьеров с целью выяснения содержания сырца в жильной породе;

4) опытная обработка добытого сырца с целью определения его качества.

Одновременно с разведочными работами велась геологическая съемка отвода. В 1932 г. по такому же принципу были поставлены работы разведочной партии Восточносибирского геолого-разведочного треста. Эксплоатационные работы на мусковит до 1930 г. сосредоточились главным образом на жилах № 3 и 4 рудника «Случайный», а также в небольшой степени на Соломенской жиле. Только в 1930 г. «Союзслюда» поставила разведочные работы на глубину по другим жилам месторождения, которые частично дали положительные результаты. Таким образом организовались рудники: Сахатиный, Масиковский, Луговой, Ольховский (жила № 12), Марковский (жилы № 6 и 7) и Бобылевский; глубинные разведки на Заводской, Михайловской и Петропавловской заявках дали отрицательные результаты. В 1931 г. начаты глубинные разведочные работы и эксплоатация на жиле № 13 Ольховского рудника и жиле № 5 Октябрьского рудника, а также глубинная разведка на жиле № 35, точка № 15.

Кроме разведки и эксплоатации в период с 1930 г. по 1933 г. месторождение было подвергнуто научному геологическому исследованию следующих центральных научно-исследовательских организаций:

в 1930 г. — Институтом неметаллических полезных ископаемых, ныне Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт, руководитель О. П. Коноплев;

в 1931 г. — Институтом прикладной минералогии одновременно с разведкой, руководитель М. Н. Альтгаузен;

в 1932 г. Восточносибирским геолого-разведочным трестом, одновременно с разведкой, руководители П. Н. Сучков и А. А. Якжин, и Академией Наук, руководитель Б. А. Гаврусевич и М. Ф. Стрелкин;

в 1933 г. — Центральной научно-исследовательской лабораторией «Союзслюды», руководитель В. Поликарпова.

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж в геологическом отношении обследован весьма плохо, это особенно чувствуется при выполнении детального исследования небольшой его части — отвода месторождения, которое кроме того расположено в наименее изученной южной части кряжа. Это положение легко объясняется тем, что до 20-х годов текущего столетия в Енисейском кряже, как впрочем и в большей части Восточной Сибири, искалось и добывалось почти исключительно золото, а в южной части Енисейского хребта

золотое оруденение сравнительно невелико. Для более северных площадей золотоносных районов существует значительное количество геологических работ, связанных с геологическим картированием; и в частности имеется прекрасная петрографическая работа Мейстера (32), к которой мы в дальнейшем будем неоднократно обращаться.

Енисейский кряж является довольно плоской возвышенностью, прорезанной в самом южном конце резкой долиной р. Кан и его притоками; скалистые обрывы наблюдаются лишь по берегам рек. Весь район покрыт девственной и нередко труднопроходимой тайгой.

Большая часть Енисейского кряжа сложена метаморфическими породами, в меньшем количестве встречаются продукты магматической деятельности, как глубинные интрузии, так и жилы.

Для района, расположенного к северу от р. Ангары, Мейстер (32) дает следующую стратиграфическую колонку (в восходящем порядке):

Метаморфическая группа

A_1 — Нижнеизвестняковый отдел

a_1 — слюдяные сланцы и кристаллические известняки,
a_2 — филлиты,
a_3 — метаморфические глинистые сланцы (удерейские),
a_4 — кварциты (свита Сухого Хребта).

A_2 — Верхнеизвестняковый отдел

a_5 — известняки, глинистые сланцы,
a_6 — глинистые, филлитовые, оттерлитовые сланцы,
a_7 — известняки, доломиты, глинистые сланцы.

A_3 — Доломитовая свита

Доломиты, известняки, глинистые сланцы, кварциты

Кембро(?)-силурийские образования

A_4 — Красноцветная свита

Красноцветные песчаники и конгломераты, известняки, доломиты.

Среди свиты (a_1) «кроме господствующих двух пород» (сланцев и известняков), — указывает Мейстер, — «иногда имеются известково-слюдяные и кварцитовые сланцы и кварциты». «Некоторые слюдяные сланцы в значительной степени обогащаются полевыми шпатами настолько, что они являются одной из существенных составных частей породы; таким образом, по своему минералогическому составу они могут быть отнесены к гнейсоподобным слюдяным сланцам. Но по своему внешнему виду это — типичные

сланцы, и потому правильнее назвать их полевошпатовыми слюдяными сланцами, или лептинолитами.

Слюдяные сланцы, обогащаясь кальцитом, переходят в известково-слюдяные и при дальнейшем увеличении кальцита и соответственном уменьшении слюды и кварца переходят уже в слюдистые известняки. Вообще надо заметить, — говорит Мейстер, — что в чисто петрографическом отношении слюдяные сланцы и кристаллические известняки связаны между собой довольно тесно промежуточными членами и подобные переходы наблюдаются иногда и непосредственно в природе. То же надо сказать относительно слюдяных и кварцитовых сланцев, равным образом относительно кварцитовых сланцев по отношению к их текстуре. Некоторые слюдистые кварциты тоже довольно значительно обогащены кальцитом.

Мы видим, с одной стороны, значительное разнообразие петрографического состава свиты, с другой — присутствие промежуточных связующих членов между главными представителями свиты, при чем, как уже сказано, подобные переходы наблюдаются иногда и в природе. Таким образом, свита представляет несомненно одно целое».

«Необходимо заметить, что свите слюдяных сланцев и кристаллических известняков подчинены амфиболиты и роговообманковые сланцы, они нередко залегают пластообразно, как бы переслаиваясь со сланцами, иногда в виде массивных линзообразных штоков, ориентированных по господствующему СЗ-ЮВ направлению. В восходящем порядке свита слюдяных сланцев и кристаллических известняков непосредственно везде сменяется свитой филлитов». «Обе эти свиты залегают совершенно согласно относительно друг друга и связаны постепенными переходами; залегающие по их границе сланцы с равным правом можно отнести и к той и другой свите. Такими сланцами являются, например, филлитоподобные слюдяные сланцы: их можно назвать и мелкозернистыми слюдяными сланцами, и крупнозернистыми филлитами».

«Но, несмотря на это, обе свиты настолько резко отличаются друг от друга по своему петрографическому составу и по петрографическому составу отдельных пород, что выделяются они очень легко. Петрографический состав свиты (a_2) не может быть назван очень разнообразным; она существенно состоит из разнообразных филлитов, которым местами подчинены мелкозернистые кристаллические известняки и иногда кварциты». Филлиты сменяются, как указано в схеме, глинистыми сланцами.

«Петрографический состав этой свиты до крайности однообразен, и она исключительно представлена глинистыми сланцами, более или менее метаморфизованными, вообще обладающими довольно резко выраженным филлитовым характером; тем не менее наиболее типичные члены свиты настолько резко петрографически отличаются от настоящих филлитов, что

отождествлять всю свиту с последними я не нахожу возможным. Правда, отдельные представители обеих свит иногда столь мало отличаются друг от друга, что нельзя с уверенностью сказать, к какой свите принадлежит данный образец; но при нанесении на карту тех и других резко бросается в глаза подчиненное положение этих промежуточных членов, и обе свиты, оказывается, являются довольно хорошо обособленными как в территориальном отношении, так и в стратиграфическом. Да иначе не может и быть; ведь если согласно господствующей точке зрения филлиты, слюдяные сланцы и глинистые сланцы представляют лишь разные фазисы метаморфизации приблизительно одного и того же первичного материала, то, очевидно, возможны и должны быть переходы как между ними, так и среди отдельных слоев одной какой-нибудь свиты, и потому существование подобных переходных членов не должно нас смущать, точно также оно не может служить достаточным основанием в пользу соединения обеих свит в одну».

«Кварцитовая свита (a_4) не обладает большой мощностью и состоит собственно из трех-четырех пластов кварцита с подчиненными им кварцитами и глинистыми сланцами, в общем мало отличающимися от удерейских, среди которых также местами выступают кварцево-углистые сланцы. Кварциты, хотя и другого типа, известны и среди слюдяных сланцев и среди филлитов: среди последних встречаются также и кварцево-углистые сланцы; стратиграфическое положение, однако, кварцитовой свиты столь определенно, что не может быть и речи о параллелизации ее с кварцитами более древних свит. Это явление лишь подчеркивает тесную связь, существующую между всеми тремя свитами сланцев «нижнеизвестнякового отдела».

Верхнеизвестняковый отдел начинается свитой известняков и глинистыми сланцами (a_5).

«Петрографический состав свиты (a_5) довольно разнообразный сравнительно с более древними, как это мы видели выше, и наиболее характерным ее отличием служит присутствие темносерых известняков и доломитов и обогащение многих пород, особенно известняков и глинистых сланцев, углистым веществом. Отчасти последнее мы видели и среди кварцитовой и филлитовой свит, но там это явление носило характер местный, и углистые сланцы не пользовались большим горизонтальным и вертикальным развитием; здесь, наоборот, огромное большинство темносерых известняков своим цветом обязано присутствию углистого вещества, а известняки, особенно по западной окраине, пользуются огромным распространением. Очень большим распространением пользуются углистые сланцы, часто углисто-известковые, особенно по восточной окраине».

Выше следует свита (a_6), состоящая из глинистых, филлитовых и оттрелитовых сланцев. В некоторых случаях «господствуют глинистые сланцы».

«По Татарке они прикрыты темносерыми известняками, а по Б. Питу — свитой перемежывающихся глинистых сланцев, известняков то более

светлосерых, то более темносерых, и доломитов. Если предположить, что цвет известняков не может иметь значения решающего признака, что доломиты суть те же известняки, лишь измененные, то для взаимной параллелизации обеих указанных известняковых свит мы должны допустить еще, что по направлению к СЗ, т. е. по простиранию, известняки р. Татарки выклиниваются и частью замещаются глинистыми сланцами; или, наоборот, глинистые сланцы Б. Пита по направлению на ЮВ выклиниваются и замещаются известняками Татарки».

Для верхней части докембрия — доломитовой свиты (A_3) — Мейстер указывает на некоторое различие разрезов различных участков — западной и восточной частей района: «В западной преобладают известняки, доломиты (присутствующие только в верхнем горизонте) имеют подчиненное значение; в восточной преобладают доломиты, известняки же имеют более подчиненное значение, и лишь по среднему течению р. Каменки они занимают сравнительно большую площадь. Глинистые сланцы имеют одинаковое значение. Считать доломиты восточной группы за измененные известняки западной, — говорит Мейстер, — я не могу, потому что известняки обыкновенно более или менее углисты и глинисты, а доломиты преимущественно чистые, без подобных примесей».

«Возможно..., что частью доломитовая свита входит уже в состав» выше залегающей «красноцветной свиты».

«По окраинам района выступают нормально осадочные породы, которые по господству среди них красноцветных песчаников объединяются вообще под именем красноцветной свиты. По верхнему течению р. Каменки свита представлена красноцветными и серыми глинистыми, частью мергелистыми песчаниками, с характерной диагональной слоистостью и с волноприбойными знаками, известняками и доломитами; некоторые песчаники содержат большое количество главконита, некоторые известняки обладают оолитовой структурой».

«Везде, где можно наблюдать отношения пород этой свиты к окружающим ее метаморфическим, они разобщены от последних сбросами». «Но и там, где ясного контакта не видно, все же отношения таковы, что заставляют думать, что и тут породы свиты ограничены сбросом». Возраст красноцветной толщи на основании найденной в породах р. Тунгузки фауны академик Ф. Б. Шмидт определяет как нижнесилурийский. Возраст Ангарской красноцветной свиты определяется Яворским (49) частью как нижнесилурийский, частью как верхнекембрийский. Таким образом имеется «полное основание считать нашу красноцветную свиту кембросилурийского возраста», — говорит Мейстер.

«Тектоника района обусловлена как пликативной, так и дизъюнктивной дислокацией, при этом в выработке основных форм рельефа района, — предполагает Мейстер, — дислокация пликативная имеет существенное

значение; наоборот, дизъюнктивная дислокация в выработке форм современного рельефа, повидимому, не имела существенного значения, или, по крайней мере, следы ее воздействия были уничтожены последующей эрозией». Основными направлениями тектоники «является направление ССЗ-ЮЮВ или вообще СЗ-ЮВ, подчиненным — направление СВ-ЮЗ; первое обусловило первичные покатости к СВ и ЮЗ.[1]

К более молодым нарушениям Мейстер относит менее ясно выраженную северо-восточную складчатость и связанные с ней сбросы и сдвиги, сопровождаемые выходами изверженных пород. «Из того факта, что пласты красноцветной свиты вообще залегают горизонтально или под небольшим уклоном к горизонту, вытекает, что формирование этой енисейской складчатой системы имело место до эпохи отложения красноцветной свиты, т. е. во всяком случае оно по времени древнее силурийской».[2]

«Уже во время складкообразования, несомненно, возникали трещины, которые частью послужили выходом изверженных пород (порфиры, кератофиры, диабазы и т. п.), частью впоследствии выполнены были кварцем (кварцевые жилы). При этом происходили вероятно и сбросы по простиранию, быть может частью и сдвиги; некоторые трещины первых тоже послужили к образованию кварцевых жил. Возникшее потом боковое давление, обусловившее появление кливажа, тоже, вероятно, вызвало образование трещин, заполнившихся потом кварцем. Что все эти процессы имели место до отложения красноцветной свиты, явствует из того, что залегающие среди песчаников конгломераты содержат гальки кварца, между тем как среди них кварцевые жилы отсутствуют. Это последнее обстоятельство указывает также на то, что те меридиональные сбросы трещины, которые теперь выполнены кварцем, тоже имели место в досилурийскую эпоху. Так как, наконец, эти сбросы тесно связаны с крупными меридиональными сбросами и, вероятно, сопровождали или были следствием их, то возможно, что и эти последние также имели место в досилурийскую эпоху.

Этими процессами закончилась досилурийская дислокация (быть может, докембрийская), после чего наступила силурийская (кембрийская?) трансгрессия; вероятно, в эту эпоху вся енисейская страна выдавалась скалистым островом, так как силурийские красноцветные отложения известны также и на севере, и на юге, встречены они и на западном крыле основной антиклинали. Быть может, море покрывало и всю страну.

[1] Интересно отметить наблюдение Ячевского (51), сделанное в северной части Енисейского кряжа, заключающееся в том, что имеются более древние «дотейские» складки гнейсов и сланцев, направленные перпендикулярно к обычному северо-западному простиранию складок докембрия.

[2] «По данным Яворского (49) на Ангаре красноцветная свита принадлежит частью кембрию, так что, быть может, складчатая система образовалась и в докембрийскую эпоху» (сноска Мейстера).

После отступания силурийского моря дислокация снова возобновилась, но, повидимому, главнейшая дизъюнктивная; следы пликативной дислокации должно видеть лишь в слабом наклоне пластов красного песчаника на СЗ и на ЮВ; так это или нет, во всяком случае, если она и имела место, то значение ее очень невелико. Существенное значение получают сбросы, описанные выше. Они констатированы как по южной границе района, так и по западной, весьма вероятно, что и по восточной границе района область распространения красноцветной свиты с запада ограничена сбросом. О сбросах, ограничивающих участки красноцветной свиты в северной части Енисейского округа, говорит и Ячевский (51). Мы видим, следовательно, что енисейская складчатая система со всех сторон как бы окаймлена красноцветной свитой, и при этом почти везде можно ясно наблюдать ограничение ее от метаморфических пород сбросами. Мне кажется, эти данные позволяют смотреть на современный Енисейский округ как на горст, границами которого в настоящее время являются: с запада — Енисей, с юга — Ангара, с севера — Подкаменная Тунгузка (приблизительно), с востока—Ангарское плоскогорье (?), занятое красноцветной свитой.

Таким образом в досилурийскую (докембрийскую?) эпоху тектоника обусловлена была главнейше процессами пликативными, лишь усложненными дизъюнктивной дислокацией, в после-силурийскую — существенно процессами дизъюнктивными».

Обручев (35) в «Геологическом обзоре Сибири» высказывает предположение, что в Енисейском кряже «можно предполагать присутствие архея», к которому можно отнести «гнейсы и различные кристаллические сланцы и известняки; большая часть последних совместно с метаморфическими сланцами, распространенными еще больше, представляют измененный более или менее сильно альгонк; но не исключена возможность того, что здесь присутствуют, хотя бы и в небольшом развитии, и архейские породы обеих систем или одной из них, особенно в северной части» кряжа. «Южнее р. Ангары, повидимому, имеется продолжение» всего комплекса описанных пород, где «указываются граниты, переходящие в гнейсы, а также очковые гнейсы».

К эозойской системе Обручев относит нижне- и верхнеизвестковые отделы (A_1 и A) докембрия, тогда как доломитовую свиту (A_3) «на основании ее стратиграфических отношений, — говорит он, — можно отнести к кембрию».

Тетяев (39) в работе по геотектоническому районированию Союза относит Енисейский кряж к грандиозной герцинской «складчатой структуре», общее строение которой «представляется в форме широкой складчатой полосы, вытянутой по меридиану» от Енисея до Урала. Таким образом, Енисейский кряж является, по представлениям Тетяева, восточной краевой частью этой зоны.

Позднее, после герцинской складчатости, эта страна и в частности Енисейский кряж оказались, по мнению Тетяева, по отношению к последующей складчатости (альпийской) платформой, при чем поскольку Енисейский кряж в целом, и в особенности его южная часть — район наших исследований, — оказались краевой частью платформы, постольку здесь должны были проявиться все явления, характерные для «переходной зоны», в которой необходимо ожидать... движений чешуй по поверхности разрывов», «по направлению к платформе». Молодые «дислокации почти широтного простирания» наблюдаются по большей части южной окраины этой платформы (особенно для Минусинска); это же направление намечается и для Приенисейского района.

По Наливкину (34) Енисейский кряж входит в так называемый «Сибирский массив архео-протерозойской геосинклинали», особенностью которой является «накопление громадных толщ морских осадочных отложений и смятие этих толщ в складчатые зоны на границе между протерозоем и палеозоем». «Последней складчатостью, интенсивно проявлявшейся в этих районах, была гуронская складчатость. Более поздние складчатости, начиная с каледонской, или совсем не проявлялись или проявлялись очень слабо». «Все палеозойские, мезозойские и кайнозойские тектонические движения выражаются преимущественно в виде разломов и горизонтальных и вертикальных передвижений глыб и массивов докембрия».

Архангельский и Шатский (5) относят Енисейский кряж к «складчатым сооружениям» «докембрийской эры» конца эозоя (Байкальская складчатость), которые «...опоясывают архейские массивы». Но и позднее, «в эпоху каледонской складчатости,... по окраинам Енисейского кряжа..., повидимому, имело место довольно энергичное складкообразование». «В западной части этого района (по отношению ко всей Сибирской плите, т. е. сюда входит и Енисейский кряж. — *М. А.*) прекрасно выражены в виде пологих складок и разломов также герцинские дислокации».

«Мезозойские и кайнозойские горообразовательные движения, — указывают Архангельский и Шатский, — нашли отражение в восточных и юго-восточных частях платформы», поэтому в Енисейском кряже эти движения авторами, видимо, не предполагаются.

Таким образом в интерпретации геологических данных Мейстера имеются разногласия, сводящиеся в основном к следующему:

1. Гнейсы и часть кристаллических сланцев Обручев предположительно относит к архею. Наливкин возрастные границы в отмеченной работе вообще устанавливает довольно расплывчато, но и он, видимо, предполагает наличие архея.

2. Часть верхнего докембрия Мейстера, т. е. доломитовую свиту (A_3), Обручев относит к кембрию, с этим, видимо, согласны Архангельский и

Шатский, так как они указывают, что существовала энергичная каледонская складчатость по окраинам Енисейского кряжа.

3. Основной процесс складкообразования для метаморфических пород различные авторы относят к докембрию или частично к началу палеозоя. Лишь Тетяев предполагает, что основное складкообразование необходимо отнести к герцинской эпохе.

4. Более позднюю тектоническую деятельность относят к различным эпохам, причем о их возрасте наиболее определенно высказывается Тетяев и Архангельский с Шатским: первый относит их к альпийской складчатости, тогда как два последних автора считают, что «кайнозойские корообразовательные процессы нашли отражение» лишь много восточнее Енисейского кряжа, и относят последние дислокации нашего района к герцинской эпохе.

Магматическая деятельность Енисейского кряжа и процессы метаморфизма детально изучены Мейстером на площади его работ — к северу от р. Ангары; он дает детальную петрографическую и особенно химическую характеристику магматических пород.

Для всех гранитных массивов отмечается контактовое действие на окружающие их породы; это с несомненностью доказывает, что «все массивные породы района моложе окружающих их метаморфических пород», причем «так как среди красноцветной толщи массивные породы неизвестны..., то можно думать, что эруптивная деятельность... (кроме так называемых траппов...) началась во всяком случае в досилурийскую (или докембрийскую) эпоху».

Весьма интересным является возраст и генезис гнейсов, которые Обручев и менее ясно Наливкин относят к архею. Мейстер отмечает, что «по р. Ангаре гнейсы согласно подстилают свиту слюдяных сланцев, по р. Тасеевой — свиту кварцитов Сухого хребта, по Енисею гнейсы залегают среди пород верхнеизвестнякового отдела», и далее, что «ангарские гнейсы имеют характер интрузивных пород». В петрографической части своей работы он указывает, что гнейсы и по структурным особенностям и по химическому составу являются интрузивными породами, причем их сланцеватое сложение обязано тому, что они «интрудировали в эпоху интенсивного складкообразования и при этом в два периода: в период интенсивной СЗ-ЮВ складчатости по Енисею и Тасеевой, в период уже замирания той же складчатости по р. Ангаре».

Таким образом по Мейстеру «граниты (включая сюда и гнейсы) интрудировали в три периода: древнейшими являются енисейские и тасеевские гнейсы, за ними следовали ангарские, а последними при замирании пликативной деятельности явились массивные граниты. При этом, повидимому, граниты верхнеизвестнякового отдела интрудировали несколько раньше татарского гранита».

Порфиры, кератофиры и диабазы представлены секущими пластовыми жилами с простираниями СЗ и СВ.

По аналогии с гнейсами, происшедшими за счет гранитов, Мейстер указывает на амфиболиты и роговообманковые сланцы, образовавшиеся из диабазов, но «в строгом согласии с заключающими их пластами» метаморфических пород.

Обручев предполагает, что часть гранитов, и в частности граниты, с которыми связаны слюдоносные пегматиты, связаны с археем.

Как указывалось выше, все изложенные данные относятся в основном к району, расположенному к северу от р. Ангары; южная оконечность Енисейского кряжа почти не изучена. Интересные данные мы находим в дипломной работе Г. И. Петрова, в которой он указывает на следующее: южнее д. Кандаки (низовья р. Тасей) и даже в районе д. Александровки геологический комплекс остается почти такой же, как в колонке Мейстера; там встречены: кварциты, слюдяные сланцы, филлиты и другие метаморфические породы. Двигаясь далее на юг по направлению к Ивановщине, замечается некоторое изменение характера пород; еще не доходя д. Александровки исчезают кристаллические известняки, южнее этой деревни начинают исчезать кварциты, затем филлиты и, наконец, слюдистые сланцы; эти породы сменяются биотито-гранатовыми, очковыми и другими гнейсами. Ближе к д. Посольной появляются граниты.

Краткость наблюдений не позволяет достаточно точно установить причинность такого изменения, которая, быть может, обязана действию гранитной интрузии.

Кстати отметим, что Стальнов (38) для значительно более северных районов указывает, правда весьма лаконично, что, «идя по простиранию одного и того же пласта, исследователь встречает, повидимому, совершенно иную породу» — это, видимо, аналогично явлению, отмеченному Петровым.

В заключение о геологическом строении Енисейского кряжа приведем выдержку из цитируемой ранее работы Мейстера, рисующую геологическую жизнь Енисейского кряжа.

«В досилурийскую эпоху (а, быть может, и в докембрийскую) на месте современного Енисейского округа существовало море, ни о размерах которого, ни о берегах которого мы ничего не знаем. Свидетелями его бывшего присутствия являются лишь отложения нижнего отдела метаморфической группы. По отложении этого отдела проявилась слабая дислокация, ориентированная по направлению СЗ-ЮВ, результатом которой эти первые отложения докембро(?)-силурийского моря выступили из-под воды, образовав сушу. Отложения продолжались, при чем море несколько трансгрессировало, обусловив этим слабый размыв верхних горизонтов нижнего отдела. По отложении верхнего отдела, т. е. всей метаморфической толщи, наступил период интенсивной пликативной дислокации, результатом чего

явилась современная складчатая система и образование суши. В связи с ней, в период наиболее интенсивного проявления дислокации, интрудировали енисейские и тасеевские гнейсы, за которыми следовало изверженне порфиров, кератофиров, диабазов, пикритов. Вследствие создавшихся натяжений, уже при замирании пликативной дислокации, произошли сбросы и сдвиги, в связи с которыми интрудировали граниты и нефелиновый сиенит. По окончании дислокации интрудировали жильные породы, и затем мы наблюдаем интенсивное проявление послевулканических процессов, результатами которых появились аплиты, пегматиты и, наконец, кварцевые золотосодержащие жилы. К началу кембро(?)-силурийской эпохи Енисейский округ, таким образом, совершенно сформировался. Наступает трансгрессия кембро(?)-силурийского моря, и в эту эпоху округ представлял, вероятно, остров, вытянутый в СЗ-ЮВ направлении. Следствием деятельности моря явились осадки красноцветной свиты, с другой стороны, сглаженность рельефа. После этого снова возникает пликативная дислокация, но в очень слабой степени; зато получает большое развитие дислокация дизъюнктивная, ориентированная существенно по старому СЗ-ЮВ направлению. С конца силурийской эпохи округ, повидимому, оставался сушей вплоть до наших дней, и таким образом эрозионные процессы получают полную возможность проявиться во всей силе. Вслед за отступанием моря возникают и постепенно усиливаются реки, постепенно поверхность под влиянием денудационных агентов покрывается аллювиальными образованиями, которые поверхностными водами сносятся в речные долины, где и отлагаются, образуя золотосодержащие россыпи. Под влиянием тех же агентов поверхность получает современный вид и устройство».

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ [1]

Отвод месторождения площадью в 12 км расположен на плоском водоразделе между р. Кан и левым притоком Кана — р. Барга и на склонах к их долинам. Большая часть площади месторождения является несколько всхолмленной равниной, лишь около р. Кан участок резко пересечен, наблюдаются скалистые обрывы берегов р. Кан и впадающих в нее небольших ручьев. Превышение высшей точки рудничного отвода над средним уровнем р. Кан равно 250 м. Площадь месторождения прорезана целой сетью небольших ручьев, берущих свое начало в небольших «сырых» впадинах водораздельной долины, обычно обильно заросших мелким осинником и высокой травой. Вся площадь покрыта смешанным лесом — тайгой. Обнаженность района для детальных геологических работ и поисков весьма неблагоприятная. Большая часть площади прикрыта большим шлейфом

[1] См. геологическую карту и разрез Канского месторождения пегматитов в конце статьи.

элювиальных и частично аллювиальных наносов. Составление детальной геологической карты и тем более обследование пегматитовых жил возможно лишь при значительных вскрышных работах.[1] Только участок, прилегающий к р. Кан и южной границе месторождения (между рудником Сахатинским и Заводской заявкой), имеет хорошую обнаженность.

При изучении морфологических особенностей рельефа не удалось уловить зависимости между геологическим строением месторождения и его морфологическими особенностями. Благоприятным исключением является некоторая выпуклость в рельефе пегматитовых жил, что объясняется несколько большей устойчивостью их по отношению к процессам поверхностного выветривания. Указанное положение значительно облегчает ведение поисковых работ.

Большая часть «наносов» представлена песчано-глинистыми отложениями буроватых цветов, лишь небольшие «пятна» глин имеют красную или зеленую окраску с белыми пятнами. Такие глины имеются на юге и юго-западе от Лугового рудника; залегание их примерно горизонтальное; в пологих углублениях метаморфической свиты заметно увеличение мощностей до нескольких метров. Аналогичные глинистые отложения отмечены, как указывалось, севернее, в районе работ Мейстера. Кроме того они наблюдаются около д. Орловки, в 10 км от месторождения.

Благодаря тому, что все песчано-глинистые отложения для месторождения играют роль наносов, им уделялось весьма незначительное внимание. Отметим только, что цветные глины на площади месторождения располагаются непосредственно на метаморфических породах, при чем они, несомненно, срезают пегматитовые и, очень вероятно, порфиритовые жилы. На примере Лугового рудника можно указать, что цветные глины являются продуктом разложения как метаморфических пород, так и пегматитов, так как они непосредственно переходят в сильно разрушенные породы кристаллической свиты, которые лишь на глубине 25 м более или менее сохранились. Возраст цветных глин, как указывалось, определяется как силурийский и, быть может, частично кембрийский.

Площадь отвода сложена в основном толщей метаморфических пород. Они вытянуты в северо-западном направлении с азимутом 270—340°, большая часть замеров 290—310°, углы падения возможно замерить лишь на гнейсах, они варьируют в пределах от 15 до 90°, большая часть 40—50° с направлением, как правило, на северо-восток; таковы же примерно элементы залегания пегматитовых жил. Исключение представляют юго-западные жилы и вмещающие их биотитовые гнейсы Ольховского рудника, где наблюдалось юго-западное падение.

[1] Мощность наносов на некоторых участках превышает 5 м.

Метаморфическая толща на основании петрографических исследований и условий залегания расчленяется на две группы пород: а) массивные породы, б) сланцеватые породы. Среди первой группы более удобное деление по химическому составу — по основности пород.

Наиболее основными являются габброидные породы. Отдельными обнажениями и шурфами эти породы оконтуриваются в виде небольших «массивов» длиной до 600 м при мощности 50—60 м, вытянутых согласно с другими породами в северо-западном направлении. Породы этого типа всегда окружены пироксено-плагиоклазовыми породами, с которыми они дают постепенный переход.

Пироксено-плагиоклазовые породы вытянуты в виде полос, переслаивающихся гранат-полевошпатовыми породами. По простиранию пироксено-плагиоклазовые породы довольно часто дают языкообразные выклинивания среди гранат-полевошпатовых пород; но нужно отметить, что в большинстве случаев проследить контакты между этими породами шаг за шагом не удавалось, благодаря чему их границы пришлось интерполировать по данным шурфов и обнажений.

Гранат-полевошпатовые породы имеют залегание, сходное с пироксено-плагиоклазовыми породами, с которыми они переслаиваются; отличием является отсутствие в них участков габброидных пород.

Пироксено-плагиоклазовые и гранат-полевошпатовые породы дают постепенные переходы, прослеживаемые при макроскопическом и микроскопическом изучении образцов; иногда переходы удавалось наблюдать в обнажениях. В количественном отношении эти две породы примерно равны; габброидные породы встречаются гораздо реже.

Свита массивных пород является основным фоном геологического строения месторождения.

Вторая группа пород, представленная в основном сланцевыми кристаллическими породами, в количественном отношении занимает меньшее место. Из этой группы первостепенное значение имеют биотитовые гнейсы, залегающие среди пироксен-плагиоклазовых и гранат-полевошпатовых пород. Большей частью это хорошо выдержанные пласты с северо-западным простиранием, с падением, как правило, на северо-восток под углами, обычно близкими к 40°. Длина прослеженных пластов достигает 400—500 м при мощности 5—30 м; в одном случае встречена «полоса» гнейсов длиной до 2 км. Наиболее часто встречающаяся длина пластов биотитовых гнейсов равна 100—300 м при мощности 20—40 м. В некоторых случаях гнейсы залегают в виде неправильных глыб, оконтуренных на дневной поверхности как неправильные фигуры, но все же обычно вытянутые в том же северо-западном направлении (таков, например, участок Октябрьских разведок, см. рис. 27 на стр. 106.) Ввиду того, что пласты биотитовых гнейсов для данного месторождения являются продуктивными, т. е.

к ним приурочены пегматитовые жилы, они весьма хорошо оконтурены выработками. С окружающими породами они обычно дают резкие контакты; реже наблюдаются постепенные переходы, но на небольшом расстоянии. На серии образцов и шлифов легко прослеживается переход от вполне сланцеватых биотитовых гнейсов к массивным породам.

Небольшое место занимают сланцеватые роговообманковые и щелочные гнейсы, которые удалось видеть лишь в нескольких точках района; эти гнейсы имеют весьма малое значение в строении всего комплекса пород. Они залегают в виде неправильных линз и пропластков в биотитовых гнейсах, изредка давая самостоятельные тела в массивных породах.

Еще меньшее значение имеют кристаллические известняки; они встречены около Марковского рудника в магистральной канаве № 132 и в шахте № 6 в виде небольших глыбообразных тел.

К сланцеватым породам, биотитовым и роговообманковым гнейсам приурочены все пегматитовые жилы района. Только в них мы находим пегматиты, достаточно морфологически оформленные в виде жилы. Правда, довольно близки по составу к жильным пегматитам некоторые участки кислых массивных пород, но от них жильные пегматиты отличаются более крупными размерами зерен и, особенно, наличием большого количества таких минералов, как турмалин, мусковит и берилл, и, наконец, почти всегда прослеживающимся зональным строением. Но в редких случаях наблюдаются постепенные переходы по простиранию жильного пегматита в эти породы. Сами пегматитовые жилы по условиям залегания в большей части весьма близки к пластовым жилам; они довольно хорошо следуют направлению простирания гнейсов; для пегматитов простирание варьирует в пределах главным образом 280—340°; направление падения, как правило, северо-восточное, размеры угла падения иногда довольно сильно отличаются от вмещающих гнейсов и варьируют в больших пределах; даже для отдельных жил имеются изменения от 15 до 60°, но большая часть замеров дает 40—50°. Разница в углах падения пегматитовых жил и гнейсов достигает 20—30°.

В непосредственной связи с тектоническими процессами, протекавшими в районе, уже после образования гнейсов и массивных пород, а вероятно и после внедрения и кристаллизации пегматитовых жил, шли дислокационные явления, которые дали динамометаморфные изменения пород, выразившиеся в образовании сильно раздавленных зон, представленных пластообразными массами плотного тонко-сланцеватого милонита с мощностью до 20 м или массами рыхлой дресвы и брекчии.

Эти образования с несомненностью прослеживаются в массивных гнейсовых породах. В пегматитовых жилах мы имеем плоскости смещений примерно вкрест простирания, по которым отдельные части жил смещены

на 1—3, реже до 15—20 м; вдоль таких плоскостей встречаются зоны сильно раздавленных пород — пегматит нередко превращен в грубую дресву или брекчиевидную массу. Таким образом, образование раздавленных зон, несомненно, в некоторых случаях шло после внедрения пегматитов. Этот вопрос нельзя считать окончательно решенным для всей массы динамометаморфных пород. По тем немногочисленным данным о характере залегания милонитов, которые удалось получить, можно сказать, что они залегают в виде пластов и вытянутых линз в направлении примерно 250—260° и 280—290° (по данным района Марковского рудника) и около 180—200° (по данным Сахатинской штольни). Милонитизированные породы дают постепенные переходы к породам, из которых они образовались. Трещины смещения и зоны брекчий имеют следующие элементы залегания: 140—200° $\angle$ 50—90°З и 250—290° $\angle$ 40—90°Ю.

Необходимо предполагать, что явления, давшие милониты и брекчии, являются разновременными процессами, так как, судя по характеру милонитов (плотность, развальцованность, серитизация, хлоритизация), они образовались под действием более мощных процессов и, видимо, на несколько большей глубине. Но вместе с тем одинаковое залегание милонитов и брекчий в сочетании с данными о тектонике Енисейского кряжа заставляют думать, что перерыв между ними был небольшой.

Более поздними по отношению ко всем описанным выше породам являются секущие жилы порфиритов. Они пересекают весь комплекс кристаллических пород по двум почти перпендикулярным направлениям, которые выражаются следующими элементами залегания: 1-е простирание 155—185° с углом падения 60—90° на З; 2-е простирание 250—290° с углом падения 40—90° на Ю.

Нередко порфириты занимают трещины смещений (амплитуда достигает 1—2 м). Мощность жил варьирует от нескольких сантиметров до 10—15 м. По простиранию и падению они большей частью выдержаны; в некоторых случаях по простиранию они прослежены на 300 м, дальше они скрываются под наносами. Нередко порфиритовые жилы залегают в милонитовых зонах. По составу порфириты довольно разнообразны, как-то; кварцевые, плагиоклазовые и роговообманковые. Относительный возраст различных порфиритов установить не удалось; геологический возраст их определяется, по данным Мейстера (32), концом докембрия.

Вместе с порфиритами встречается небольшое количество линзо- и жилообразных выделений кварцево-эпидотовой породы, являющейся продуктом гидротермальной деятельности, связанной с порфиритами.

Наконец, наблюдается небольшое количество кварцевых жил, обладающих залеганием, аналогичным порфиритовым жилам, т. е. 225—285° $\angle$ 40—87°Ю.

На внедрении порфиритовых жил и связанных с ними термальных растворов закончились процессы привноса магматического материала в изучаемый нами геологический комплекс.

Изучение тектонических проявлений и особенно их интерпретация на столь малом участке, каким является отвод Канского месторождения, весьма затруднительно, поэтому мы изложим наблюденные данные, необходимые для дальнейших выводов о генезисе месторождения, оставив претворение их в геотектонические выводы для будущих исследователей, которые будут иметь возможность охватить более широкий район.

Нам не удалось произвести всестороннее изучение тектонических явлений и, в частности, всестороннее изучение трещиноватостей пород, поэтому изложены будут лишь статистические данные. Из общей суммы компасных замеров [1] большая часть относится к элементам залегания контактов и трещиноватости пегматитов; несколько меньше (но также много) данных об ориентировке сланцеватости и трещиноватости гнейсов, а также трещиноватости массивных пород; еще меньше (но вполне достаточно) замеров контактов порфиритовых жил; сравнительно мало замеров трещиноватостей порфиритов, трещин смещений, не заполненных диабазовыми жилами, и элементов залеганий кварцевых жил, не связанных с пегматитами; полностью отсутствуют полноценные замеры залегания милонитов, для них почти неизвестны направления и углы падений, простирания милонитизированных зон выявлены лишь путем экстраполяции данных разведочных канав.[2]

Данные таковы:

1. Ориентировка сланцеватости и главной трещиноватости гнейсов, а также элементы залегания пегматитов уже указывались — азимуты их падения сосредоточены почти целиком в северо-восточном квадранте (рис. 2, *а*, *б*).

2. Трещины отдельностей гнейсов и пегматитов в общем однородны: азимуты их падений почти равномерно заполняют все 4 квадранта круга (рис. 2, *в* и *г*). Некоторое сгущение дают следующие направления: 90°; 120—147—180°; 195—220°; 230° (только гнейсы); 270—280°; 295—315°. Величины углов падений во всех квадрантах варьируют в широких пределах.

3. Ориентировка трещин отдельностей массивных пород резко отличается от трещиноватости гнейсов и пегматитов. Для этих пород наблюдается вполне явственная ассиметрия в азимутах падений трещиноватостей: наибольшее количество трещин имеет падение в пределах 10—210°; т. е. в основном восточные румбы (рис. 2, *д*). Среди этих направлений

[1] Всего проведено около 1400 компасных замеров.

[2] Незначительное количество некоторых тектонических данных объясняется невозможностью получить дополнительные данные благодаря плохой обнаженности.

также имеются сгущения, совпадающие со сгущениями трещиноватостей гнейсов и пегматитов, как-то: 20—40° соответствует сланцеватости и главной трещиноватости гнейсов, а также элементам залегания и трещиноватости пегматитов, но это направление далеко не так резко выражено, как в гнейсах и пегматитах; некоторое сгущение подмечается в азимутах 60—80° и 115—125°; первое из этих направлений в гнейсах и пегматитах в общем сливается со сланцеватостью и элементами залегания; наиболее резко выделяется широкое меридиональное сгущение 160—210°, которое охватывает два сгущения гнейсов и пегматитов (180° и 195—220°), этому же направлению соответствует, как сейчас увидим, часть направлений падений контактов кварцевых и порфиритовых жил.

4. Направления падений кварцевых жил определяются южными азимутами 135—150° и 180—200° (рис. 2, *з*); первое направление примерно соответствует трещиноватости массивных пород, гнейсов и пегматитов (115—147°), второе — трещиноватости тех же пород и одному из двух направлений падения контакта порфиритов.

5. Падения контактов порфиритов весьма четко выражены двумя направлениями 160—200° и 245—273° (рис. 2, *е*); оба они соответствуют ориентировке трещиноватостей всех указанных выше пород; кроме того первое направление хорошо совпадает с направлениями падений кварцевых жил, второе направление несколько неточно, но все же близко к трещиноватостям гнейсов и пегматитов (270—280°), в массивных породах это направление намечается не очень резко (235—260°), второе направление хорошо совпадает с большей частью трещин смещений (не занятых порфиритами), пересекающих пегматиты, гнейсы и, видимо, массивные породы; их ориентировка 232—290°.

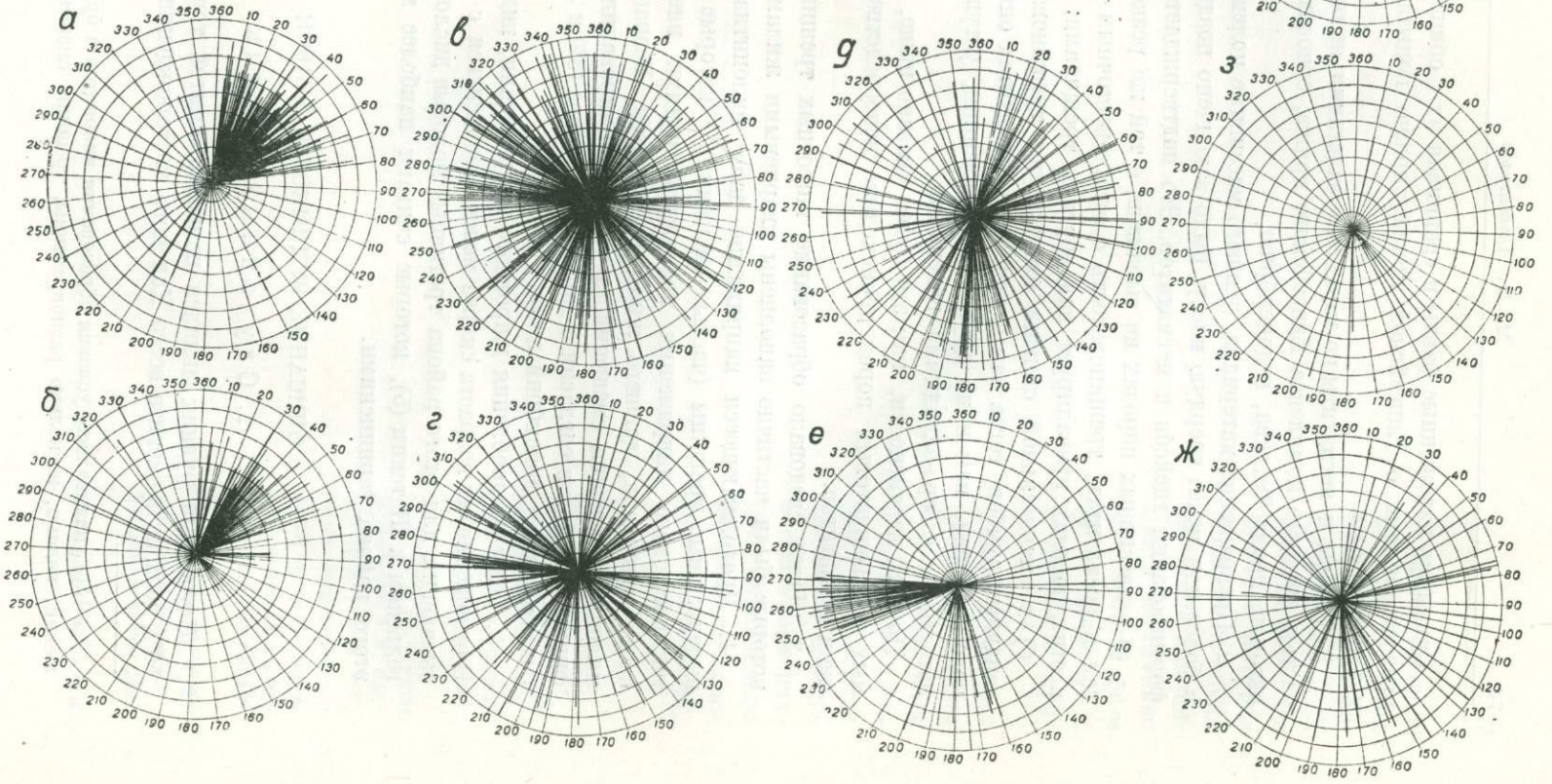
6. Простирание милонитизированных зон 180—200° и 250—290°; они довольно хорошо совпадают с ориентировкой порфиритовых жил; милонитизация, повидимому, предшествовала внедрению порфиритов, так как, во-первых, милонитизация последних не наблюдалась, а, во-вторых, они иногда занимают продольные трещины милонитов.

7. Трещиноватость порфиритов ярких фактов не дает; отметим, что азимуты падений встречаются во всех квадрантах, подмечается лишь несколько большая концентрированность восточных направлений (30—180°), что соответствует в более слабой степени явлению, наблюденному нами для массивных пород (рис. 2, *ж*).

8. Последним тектоническим проявлением являются более молодые нарушения, вызвавшие опрокинутость Ольховской жилы № 12 и наличие в штольне Заводской заявки зияющих трещин, частично заполненных брекчией. Простирание Ольховской и Заводской зон раздробления, примерно, широтное; падение, судя по неправильным трещинам в Заводской штольне, близко к вертикальному.

Рис. 2. Схема ориентировки элементов залегания и трещиноватостей Канского месторождения

а элементы залегания пегматитовых жил
б сланцеватость и главная трещиноватость гнейсов
в трещиноватость пегматитов
г трещиноватость гнейсов
д трещиноватость массивных пород
е элементы залегания порфиритовых жил
ж трещиноватость порфиритов
з элементы залегания кварцевых жил
и трещины смещений не занятых жилами



Суммируя изложенные факты и сравнивая их с общими тектоническими представлениями о Енисейском кряже, можно попытаться сделать следующие выводы.

1 Гнейсы и пегматиты по характеру залегания являются неразрывной частью древнего комплекса Енисейского кряжа, относимого большинством авторов, кроме Тетяева, к докембрию.

2 Превращение материала, давшего массивные полевошпатовые породы в более или менее твердую массу, было закончено позднее основной фазы формирования гнейсов и пегматитов. Это подтверждается следующим:

а) в массивных породах не выражена с той же резкостью, как в гнейсах и пегматитах, трещиноватость с северо-восточным падением, которая в этих породах превалирует над другими трещинами;

б) в значительной степени отсутствуют трещиноватости с падением западных румбов, тогда как в гнейсах и пегматитах они развиты в одинаковой степени, как и по другим направлениям, уступая лишь трещиноватостям с северо-западными падениями.

По всей вероятности, как это будет указано ниже, отвердение массивных полевошпатовых пород происходило непосредственно за формированием пегматитов.

3. Далее следовало образование широтных трещин (падение на юг), которые были частично заполнены кварцевыми жилами.

4. Продолжающееся напряжение дало милонитизированные зоны и выдержанные трещины (частью смещения), [1] которые после уменьшения тектонического напряжения послужили путями внедрения магматического материала, давшего жилы порфиритов. Возраст образования зон милонитов, трещин смещений, а также формирования кварцевых и порфиритовых жил в согласии с данными Мейстера (32) и Яворского (49) надо считать также докембрийскими.

5. Зоны раздробления широтного направления, видимо, очень молоды. В отношении их возраста скорее можно согласиться с Тетяевым (39), указывающим для этого района третичные молодые дислокации, чем с Архангельским и Шатским (5), которые считают наиболее молодые дислокации этого района герцинскими.

ОПИСАНИЕ РУДНИКОВ И ЗАЯВОК

1. Случайный рудник

Случайный рудник являлся наиболее богатой точкой района, он дал 50% добычи мусковита всего Канского месторождения. Начиная с 1909 г.,

[1] Как указывалось, условия образования милонитов и брекчий по трещинам смещений, видимо, несколько разновременны, трещины смещений позднее милонитов.

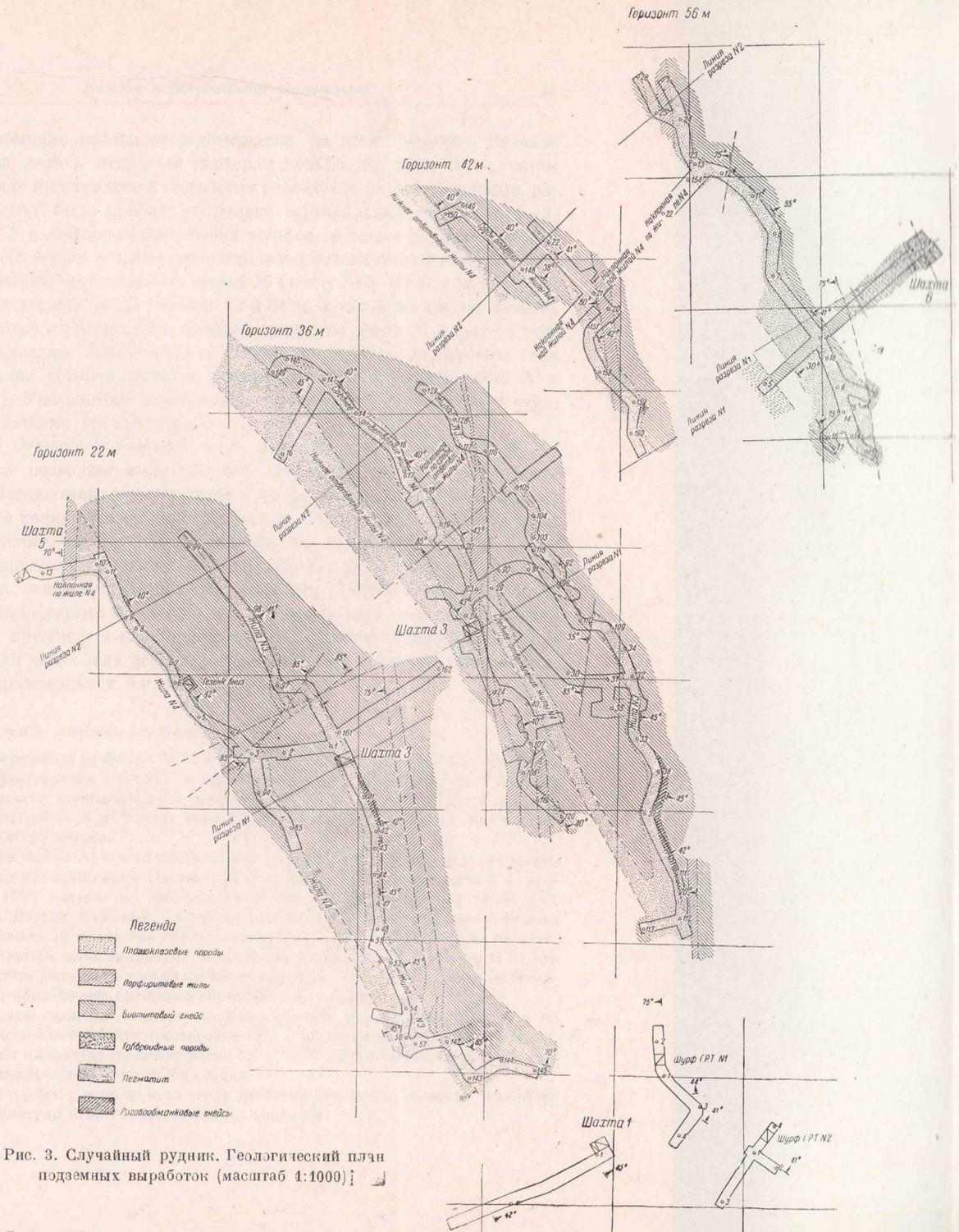


Рис. 3. Случайный рудник. Геологический план подземных выработок (масштаб 1:1000)

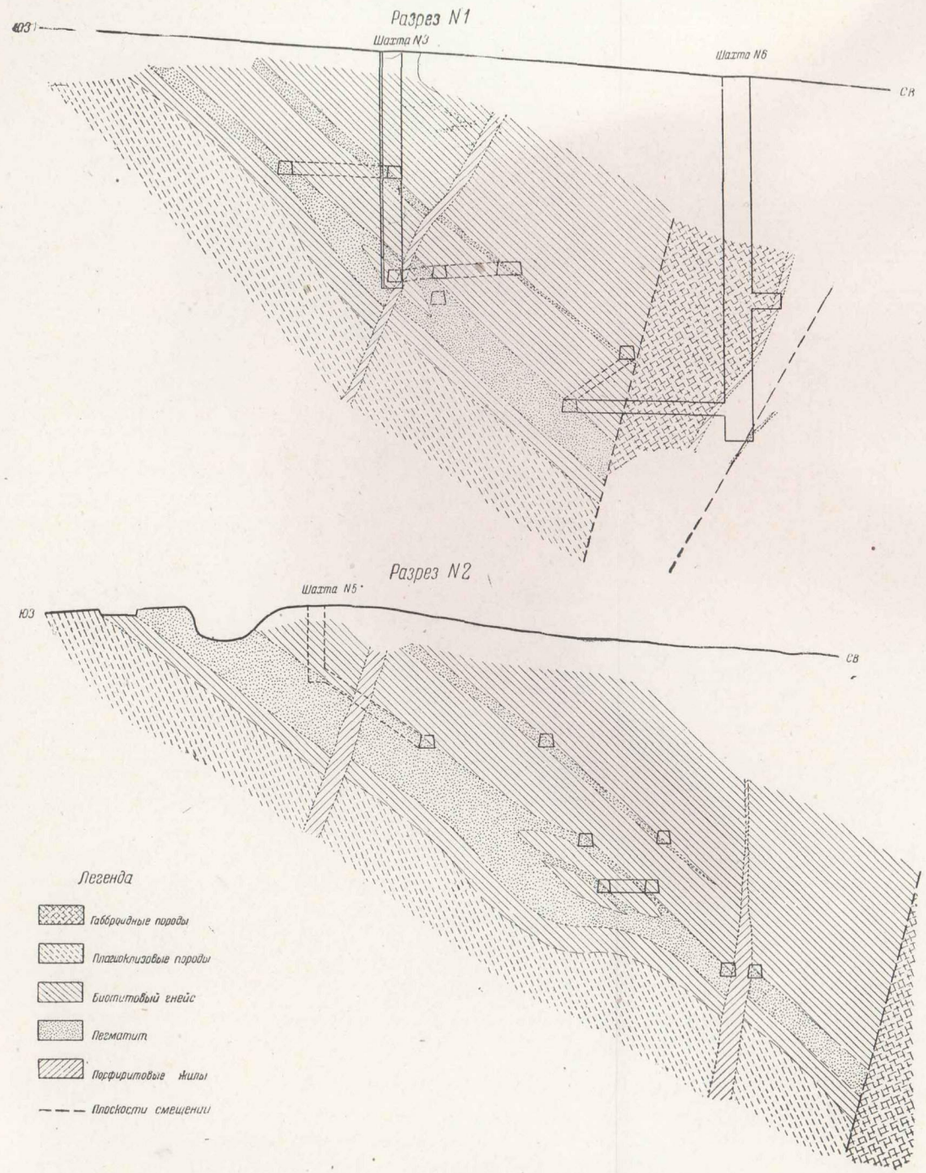


Рис. 4. Случайный рудник. Геологические разрезы подземных выработок (масштаб 1:1000)

основные добычные работы сосредоточились на этом руднике. Вначале эксплоатация велась открытым карьером только по жиле № 4; затем в 1912 г. было приступлено к подземным разведочно-подготовительным работам. До 1918 г. было пробито несколько вертикальных шахт — № 1, 2, 2 бис, 3, 4, 5 и несколько небольших шурфов, а также начата проходка шахты № 6. Наиболее мощные работы развивались из шахты № 3, которая случайно обнаружила соседнюю с жилой № 4 жилу № 3. Из шахты по обеим жилам пройдены штреки на глубине 22 и 36 м, а также из слепой наклонной шахты ниже горизонта 36 м пройден штрек по жиле № 4 на глубине 42 м. Лишь позднее (1932—1933 гг.) была продолжена до глубины 56 м шахта № 6, из которой пройден штрек горизонта 56 м по жиле № 4 (рис. 3 и 4). Указанными выработками полностью подготовлены и отработаны выявленные промышленные участки.

Площадь рудника в большей части покрыта значительным слоем наносов, что не позволяет вести обычную поверхностную разведку. Геологическое строение этого участка таково; среди массивных полевошпатовых пород зажата пачка гнейсов длиной примерно около 300 м; мощность установлена не точно, но, по всей вероятности, она не превышает 50 м. Среди гнейсов обнаружено две жилы № 3 и 4, причем лишь жила № 4 прослеживается на поверхности в эксплоатационных и разведочных карьерах, жила № 3 была скрыта под наносами. Обе жилы идут почти параллельно друг другу, причем в южном конце они повидимому соединяются. Условия залегания обеих жил весьма усложнены более поздними смещениями, которые сопровождаются жилами порфирита.

Смещения отмечены следующие:

1. На северо-запад от шахты № 3 по всем горизонтам прослеживается плоскость смещения с простиранием 190—215° и падением на северо-запад под углом 75—85°. По этой плоскости северо-западные части жил смещаются на юго-запад с горизонтальной амплитудой 3—6 м. Вокруг этого смещения идет раздавленная зона мощностью до нескольких метров.

2. В зумфе шахты № 6 и на шестнадцатом метре квершлага, идущего из шахты № 6, встречены две зоны раздробления, первая из них достигает мощности 1 м; простирание их 175°, падение на юго-запад, при чем первая падает под углом 60°, а вторая 75°. Вторая плоскость смещения, кроме того, встречена юго-западным штреком горизонта 56 м, где она обрезала северо-западную (нижнюю) часть пегматитовой жилы. Вертикальная амплитуда смещения настолько велика (не менее 11 м), что из пределов забоя уведены не только пегматитовая жила, но и окружающие ее биотитовые гнейсы; направление смещения определить не удалось.

3. Небольшое смещение отмечено на юго-восточном штреке горизонта 36 м по жиле № 3; плоскость его имеет простирание 197°, с падением на запад под углом 85°. Горизонтальная амплитуда смещения равна 3.7 м, при чем северо-западная часть смещена по отношению к юго-восточной на запад.

Жилы порфиритов косо секут пегматитовые жилы, занимая плоскости смещения; амплитуды этих смещений обычно невелики.

Северо-западные части пегматитовых жил, как правило, бывают смещены на юго-запад.

Благодаря наличию смещений, сильно усложнивших месторождение, горные работы нередко теряли пегматитовые жилы, и часть благонадежных участков долгое время оставалась не вскрытой. Лишь детальная документация всех подземных выработок, проведенная партией Института прикладной минералогии (1931 г.), выяснила основные черты строения рудника и дала возможность найти северо-западную часть жилы № 3, которая за период с июля 1931 г. по конец I квартала 1932 г. давала основную массу слюды по Канскому месторождению.

Рис. 5. Строение жилы № 4 Случайного рудника

Жила № 3 (вышележащая) прослеживается подземными выработками (из шахты № 3) на 136 м, а если учесть разведочные шурфы ГРТ, то на 185 м, по всей вероятности, она близ крайних обнаженных частей выклинивается в оба конца, хотя на юго-восток, по данным шурфов ГРТ, это установлено еще не достаточно точно. Простирание ее 145°, падение на северо-восток, замеры углов падения показывают различные цифры—средние равны 40—42°. Мощность жилы в северо-западной части на горизонте 20 м—1.5—2 м, на горизонте 36 м — не более 0.8 м. В юго-восточной части на горизонте 20 м — мощность до 8 м, на горизонте 36 м — около 7 м; таким образом получается несимметричная линза, со значительным увеличением мощности в северо-западном конце.

На горизонте 32 м жила имеет следующее строение: у обоих контактов наблюдается аплитовая зона мощностью до 1 см; за ней идет крупнозернистая зона, в которой промышленный мусковит обычно образует зону, расположенную у самого висячего контакта, но иногда встречается хорошее ослюденение и в средних частях жилы. В юго-восточной части к двум указанным зонам присоединяется в центре жилы зона серого кварца с редкими включениями кристаллов розового полевого шпата; мощность кварцевой зоны достигает 4—5 м. По падению строение жилы несколько изменяется, особенно в северо-западной части, где она сложена в основном среднезернистым пегматитом с мелкой (непромышленной) слюдой.

Жила № 4 (нижележащая) залегает параллельно жиле № 3 на расстоянии 12—18.5 м. Подземными выработками она прослежена на 103 м и по поверхности на 160 м. Простирание ее в северо-западной части 130°, в юго-восточной 150°, падение на северо-восток под углами, близкими к 40°. Между первым и вторым горизонтами жила по падению раздваивается.

На северо-запад выклинивание жилы прослежено лишь по поверхности и то не достаточно точно, в подземных выработках на северо-запад выклиниваются только верхние ответвления; на юго-восток выклинивается только нижняя юго-западная ветвь. Замеры мощностей жилы следующие: по поверхности в северо-западной части мощность доходит до 20 м; на горизонте 22 м известна мощность лишь в юго-восточной части, где она равна 1.5 м, северо-западнее она минимум несколько метров; на горизонте 36 м в северо-западной части основная (нижняя) ветвь 7—8 м, верхняя — до 2 м; в юго-восточной части нижняя ветвь выклинивается, верхняя же имеет мощность 2.0—2.5 м.

На горизонте 42 м вскрыты только два верхних ответвления от главной жилы и в одном забое основная жила (северо-западный конец юго-западного штрека). Оба вскрытых ответвления на северо-запад выклиниваются.

В штреке, идущем из квершлага шахты № 6 (горизонт 56 м), обнаружена только основная жила № 4, остальные ответвления отсутствуют. На этом горизонте (против шахты № 6) ее мощность равна 5—8 м; на северо-запад за жилой порфирита она выклинивается, но возможно, что штрек в этом месте «обился» на одну из апофиз основной четвертой жилы, которые в данном участке надо ожидать. На юго-запад на этом горизонте пегматит обрезается отмеченной выше плоскостью смещения.

Строение жилы № 4 на первом горизонте в северо-западной части аналогично юго-восточной части жилы № 3 (с кварцевой зоной) (рис. 5). В юго-восточной части жила сложена в основном среднезернистым пегматитом, разбитым серией небольших трещин; две системы трещин выполнены пластообразными выделениями слюды, главным образом, биотитом. На горизонте 36 м в юго-восточной части строение жилы видно плохо; в северо-западной части верхняя ветвь со строением, аналогичным первому горизонту, нижняя мощная ветвь сложена среднезернистым пегматитом, с равномерным распределением составных частей по всей жиле; мусковит лишь в виде непромышленных пластинок. Ниже второго горизонта пегматит среднезернистый обычно с равномерным распределением составных частей и лишь у северной слепой шахты (уклонки) пегматит более крупнозернистый.

Таким образом, строение пегматита обеих жил очень схоже.

Минералогический состав пегматитовых жил рудника Случайного характеризуется следующим: полевые шпаты — микроклин и плагиоклаз, при чем состав последнего для аплитовидной и мусковитоносной зоны очень однороден (№ 13—20): кварц, мусковит, биотит; количество турмалина по сравнению с другими жилами очень невелико; заметное количество апатита и бурого граната; берилла нет. Скопления мелких зерен мусковита, марганецсодержащего граната, турмалина и полевого шпата с кварцем, нередко обильные в других жилах, на этом руднике очень незначительны. Из вторичных минералов констатированы каолинит, лимонит и окислы Mn.

На основании изучения забоев и штуфов схему формирования жил рудника Случайного можно свести в следующую таблицу (рис. 6).

Участки с промышленным насыщением мусковита располагаются следующим образом. По жиле № 3 скопления мусковита выявлены между вторым горизонтом и дневной поверхностью; максимальная длина ослюденных участков по простиранию равна 105 м; максимальная длина

ослюденелых участков по падению равна 60 м. Судя по наличию старых очистных работ, промышленное насыщение было по всей юго-восточной части жилы, но у шахты № 3 оно уменьшилось и выклинивалось. Глубже второго горизонта в юго-восточной части, по данным небольших опробовательских выработок, промышленное ослюденение встречено лишь на

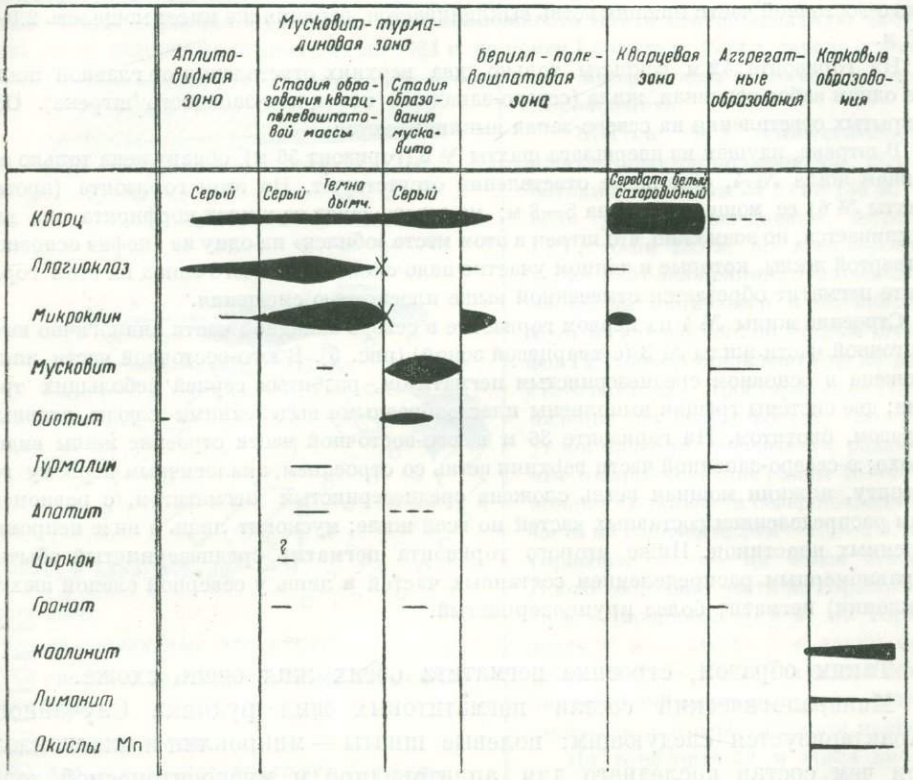


Рис. 6. Минералогическая схема жил Случайного рудника

очень небольшом погоне;[1] десятиметровый штрек, пройденный из шахты № 6 (горизонт 56 м), ослюденения не встретил. В северо-западной части промышленное ослюденение ниже первого горизонта протягивается до глубины 17.5 м (в плоскости жилы), на втором же горизонте отсутствует. Промышленное скопление мусковита иногда разбросано по всей мощности жилы, но чаще в висячем боку. Особенно резко приуроченность к висячему боку проявляется в участках, где развита зона кварца.

Среднее насыщение по данным эксплоатационных работ, проведенных до 1930 г. и сосредоточившихся в основном на юго-восток от шахты № 3, равно 50—55 кг/м³.

[1] Данных о насыщении по юго-восточному штреку горизонта 36 м не имеется.

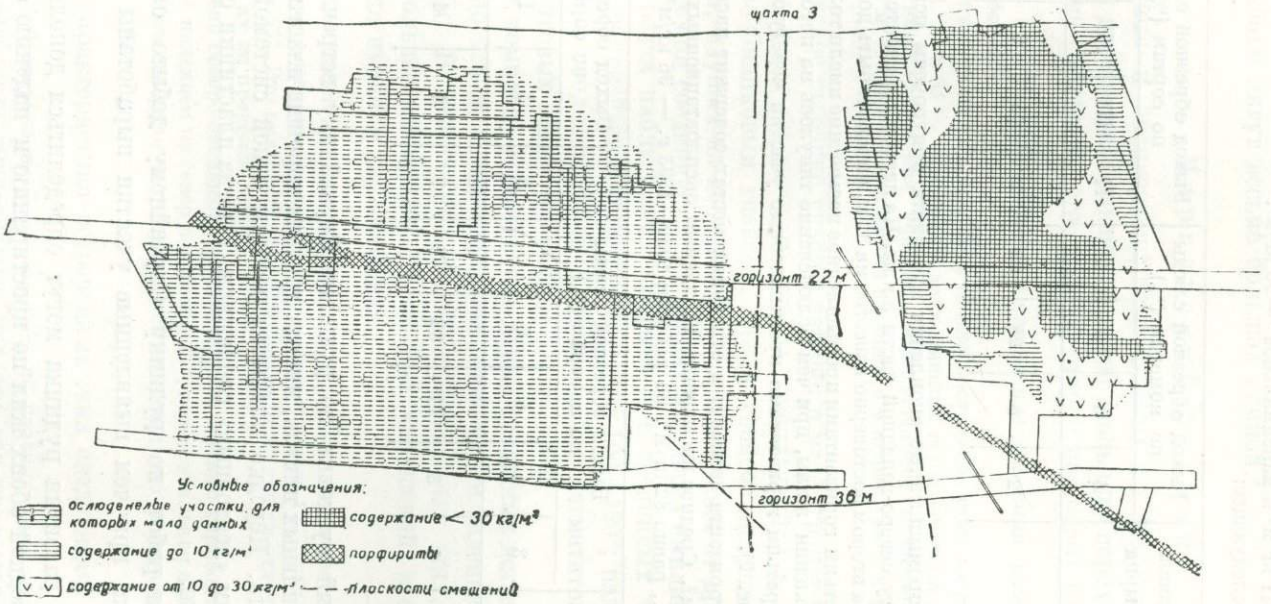


Рис. 7. Схема распределения мусковита в жиле № 4 Случайного рудника (масштаб 1:1000)

Данные, полученные с 1930 по 1933 г. по северо-западной части жилы, показывают среднее насыщение 41 кг/м³ и максимальное [1]—90 кг/м³.

Качество сырца следующее:

Выход обрезной слюды из сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)				Выход обрезной слюды по сортам (%)			
	4	5	6	7	II	III	IV	V
15	2	8	28	62	1	36	9	4

По жиле № 4 промышленные скопления мусковита приурочены исключительно к висячему контакту северо-западной части жилы. На первом горизонте оно прослежено на 50—60 м; на втором достоверно известно на 32 м, но может быть достигает 45 м; между вторым и третьим горизонтами промышленное насыщение имели только верхние маломощные ответвления жилы, при чем ослюденение тянулось на погоне 28—29 м. Между вторым и третьим горизонтами промышленные участки чередуются с совершенно пустыми (рис. 7).

Ниже третьего горизонта пегматит в отдельных местах содержит насыщение максимум до 4—7 кг/м³. Среднее насыщение, по данным эксплоатационных работ, проведенных до 1930 г., равно 82 кг/м³, по работам 1930—1933 г. — 36 кг/м³.

Выход обрезной слюды из сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)						Выход обрезной слюды по сортам (%)		
	3	4	5	6	7	8	I	II	III
17	1	3	11	32	46	7	1	11	88

Промышленный мусковит по руднику Случайному встречается обычно в виде неправильных плиток, иногда дающих хорошие пластины на просвет бурого цвета. Нередко пластины разбиты одной системой трещинок с так называемым «ленточным» сложением. Иногда пластинки смяты пологой волнистостью.

За все время работ по руднику Случайному добыто около 400 т сырца мусковита, при чем выявленные участки выработаны почти полностью.

Перспективы развития рудника могут определиться дополнительными поисками и разведкой обоих жил по простиранию и падению с целью обнаружения новых промышленных участков. Это вряд ли рентабельно,

[1] За «максимальное» насыщение принято максимальное из средних насыщений по добычным работам за десятидневку.

так как на тонну запаса, при наиболее благоприятных результатах, разведочные работы лягут весьма большой суммой.[1]

2. Марковский рудник

Разведочные и эксплоатационные работы по Марковскому руднику развились в достаточно большом размере лишь при переходе месторождения в ведение Сибслюдтреста, т. е. со второй половины 1930 г.

До конца 1933 г. были проведены следующие основные разведочно-подготовительные выработки.

Наклонная шахта до глубины 36 м (в плоскости залегания жилы 46 м); штреки на горизонтах 11. 21 и 31 м, при чем на двух нижних горизонтах по два параллельных штрека; максимальная длина участка, обследованного подземными выработками, равняется 110 м; штольня и под ней на глубине 8 м штрек (рис. 8 и 9).

Геологическое строение участка таково: в массе гранат-полевошпатовых пород зажат пласт биотитового гнейса, сменяющийся в северо-западном конце роговообманковым гнейсом. Среди гнейсов вскрыто шесть пегматитовых жил, идущих на небольшом расстоянии одна от другой; в некоторых участках они соединяются, на концах же, перед выклиниванием, часто ветвятся, изредка наблюдаются апофизы и в срединных частях жил.

Простирание гнейсов и пегматитовых жил 100—120°; падение на северо-восток, при чем угол падения гнейсов 40—45°, а пегматитов 50—55°, мощность пегматитовых жил в среднем от 0.7 до 1.5 м.

Весь этот комплекс пересекается двумя секущими жилами порфиритов мощностью до 7.5 м, с простиранием 120—180° и падением обычно почти вертикальным. В местах внедрения порфиритовых жил, как правило, имеются небольшие смещения. Кроме этих нарушений, в северо-западной части рудника имеются два смещения.

1-е прослеживается по всем горизонтам рудника: элементы залегания его довольно близки к залеганию пегматитов, т. е. простиранию 142°, падение на северо-восток под углом 55°. Это смещение дает небольшие передвижки отдельных частей жил, не выводящие их из пределов забоев.

2-е встречено северо-западным концом штрека второго горизонта; оно имеет простирание 265° с падением на север под углом 75°; горизонтальная амплитуда смещения равна 3 м, причем северная часть смещается на запад; это смещение, видимо, моложе порфиритовых жил.

Краткая характеристика встреченных жил следующая:

Жила № 6 вскрыта наиболее хорошо; по падению (ниже второго горизонта) и по простиранию жила выклинивается, при чем как юго-восточное, так и северо-западное выклинивание имеют северо-западное склонение в 40—50°. По первому

[1] См. М. Н. Альтгаузен. Геолого-экономическая оценка Канского месторождения мусковита. Сборник «Мусковитовые месторождения СССР».

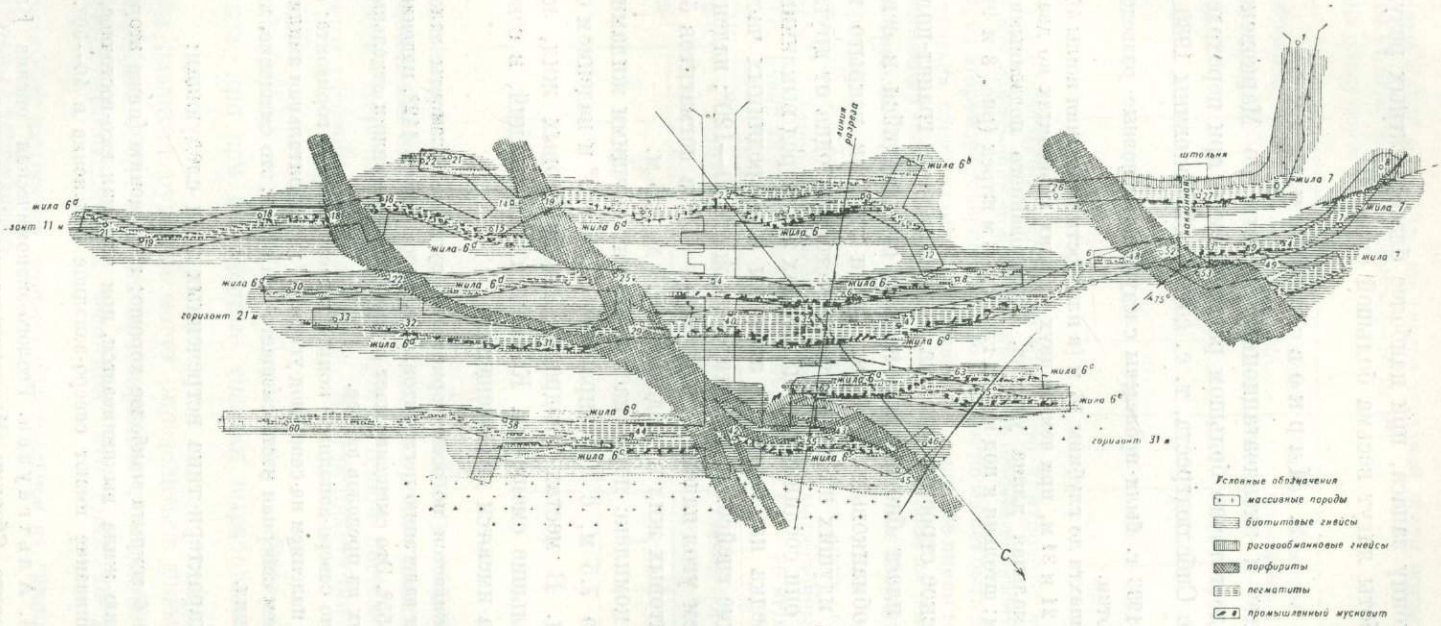


Рис. 8. План подземных выработок Марковского рудника

горизонту жила прослежена около 40 м, из которых 9 м у северо-западного конца и 13 м у юго-восточного представлены маломощными жилками среднезернистого пегматита с непромышленным мусковитом; на втором горизонте она прослежена на 36 м. По северо-западному штреку в жиле имеется линзообразное выделение серого кварца, при чем этим штреком отработан только его висячий бок. К лежачему боку кварцевой линзы подходит жила № 6а, имея в центральной части линзообразное выделение серого кварца, которое, как мы увидим ниже, характерно для жилы № 6d.

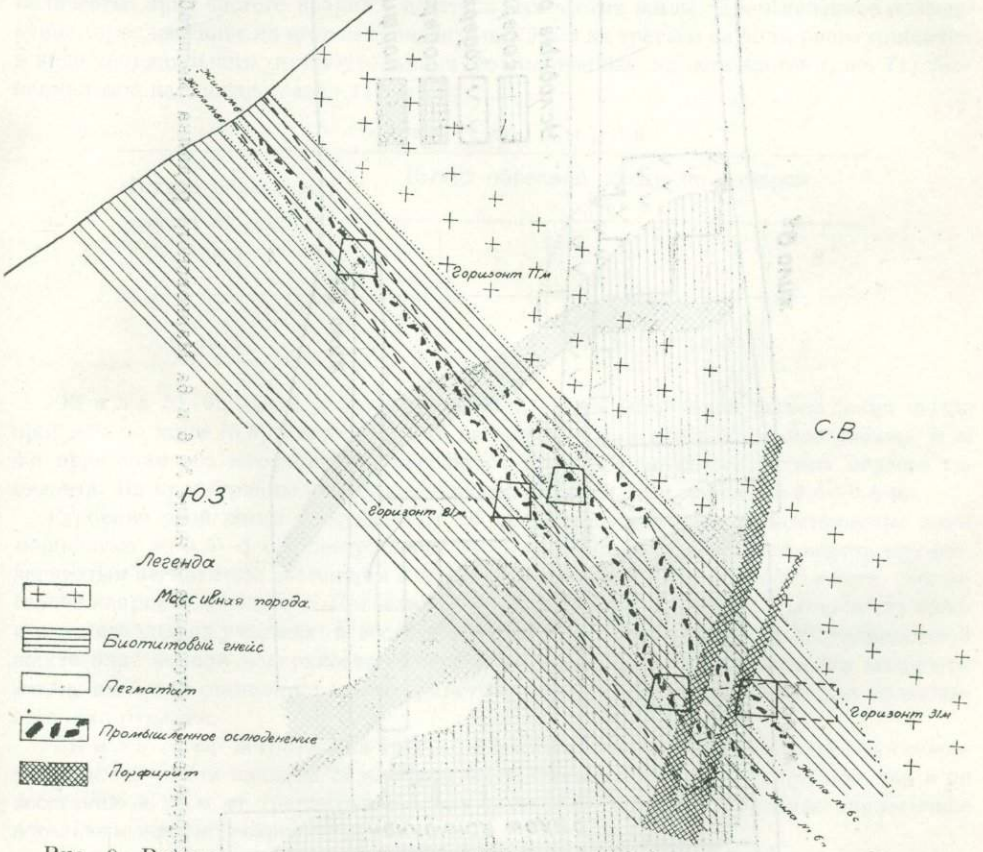


Рис. 9. Разрез подземных выработок Марковского рудника (масштаб 1:425)

У обоих контактов пегматит представлен аплитовидной разностью; основная масса жилы состоит из крупнозернистого пегматита. Мусковит «разбросан» почти по всей мощности жилы, но несколько больше его около висячего бока.

Промышленное оклоденение имеет форму клина, повернутого вершиной вниз (рис. 5). Участок оклоденения выклинивается более резко, чем сама жила, так как юго-восточное склонение его положе, чем у пегматита, а северо-западное почти вертикальное. По первому горизонту оклоденение прослежено на 31 м, а по второму — на 22 м. Максимальное насыщение равно 162 кг/м³.[1]

[1] Среднее насыщение подсчитано по нескольким жилам вместе (см. ниже), качество сырца определялось для жил № 6 и 6d, в описании последней оно и приведено

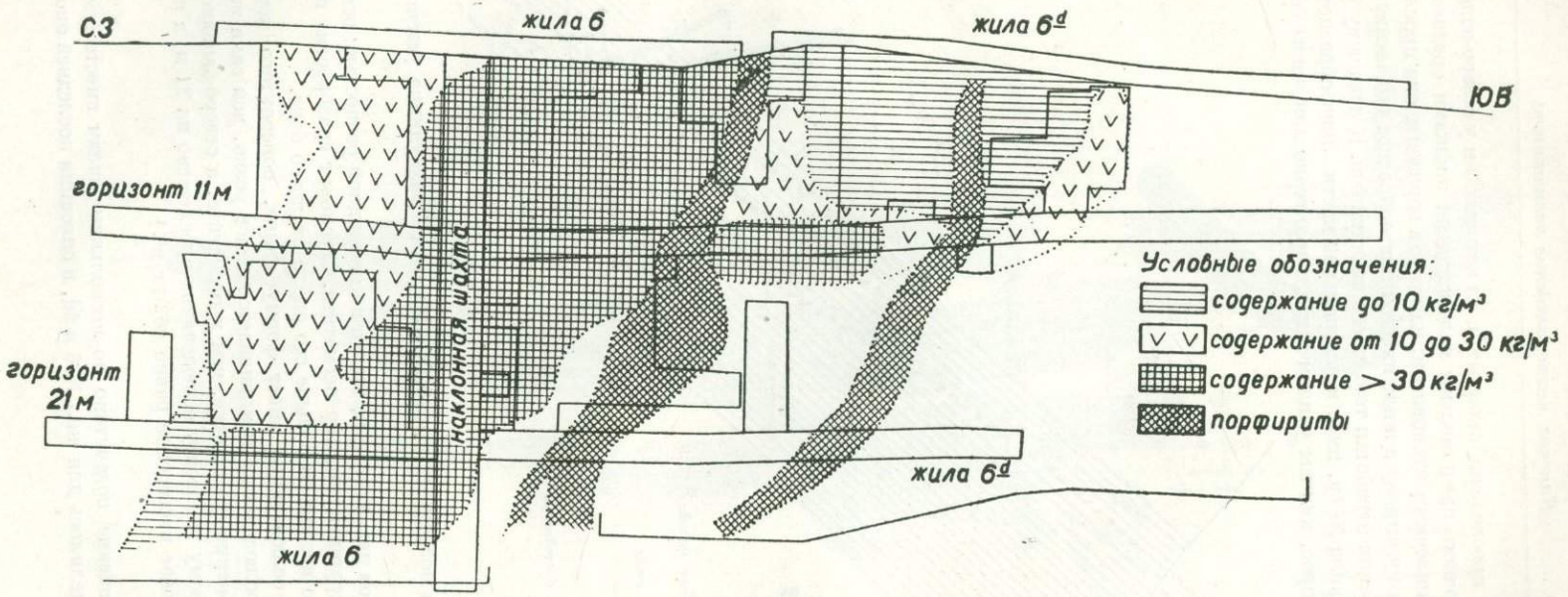


Рис. 10. Схема распределения мусковита в жиле № 6 и 6а Марковского рудника (масштаб 1:500)

Ж и л а № 6а прослеживается северо-западными и юго-восточными штреками второго и третьего горизонтов на погоне 87 м. В северо-западном конце на втором горизонте жила разбилась на ряд прожилков, которые, видимо, выклиниваются; на третьем горизонте жила не доразведана, так как в 12 м от начала штрека появилась еще одна жила № 6е, которая оказалась более благонадежной, и штрек пошел по ней. На юго-восток к концам штреков обоих горизонтов жила уменьшается в мощности и дальше видимо выклинивается. Вверх (на горизонте 13—15 м) она также сходит на-нет.

Строение этой жилы аналогично строению жилы № 6, отличием является большое количество линз чистого кварца в центральных частях жилы. Промышленное ослюденение, прослеженное на втором горизонте на 73 м и на третьем на 63 м, оконтуривается в виде неправильного прямоугольника со склонением на юго-восток (рис. 11). Максимальное насыщение равно 110 кг/м³.

К а ч е с т в о с ы р ц а

Выход обрезной слюды из сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)				
	4	5	6	7	8
19.1	0.2	7.8	34.3	48.0	9.7

Ж и л а № 6b видна в устье наклонной эксплоатационной шахты (сама шахта пройдена по жиле № 6) в верхней части северо-западной вентиляционной шахты, и ее же пересекли оба юго-западных квершлага из северо-западного штрека первого горизонта. По простиранию она прослеживается на 46 м, при мощности 0.6—0.8 м.

Строение этой жилы следующее: у обоих контактов имеются аплитовидные зоны мощностью до 0.5—1 см, центральная часть жилы сложена средне- и иногда крупнозернистым пегматитом, состоящим в большей части из розового полевого шпата, светло-серого кварца и мусковита. Последний содержится в промышленном количестве лишь в двух небольших участках: в восстающем № 12 и в северо-западной вентиляционной шахте близ земной поверхности. Перед выклиниванием, при уменьшении мощности жилы, пегматит становится мелкозернистым, что впрочем характерно для большинства жил рудника.

Ж и л а № 6а встречена на третьем горизонте, при чем она прослежена северо-западным штреком лишь на 20 м. Жила выклинивается как по простиранию, так и по восстанию в 20 м от третьего горизонта (в плоскости жилы). Строение аналогичное остальным жилам (кварцевой зоны нет).

На СЗ от шахты ослюденение прослеживается по простиранию на 13 м, с максимальным насыщением в 91 кг/м³, на ЮВ описываемая жила соединяется с жилой № 6а.

К а ч е с т в о с ы р ц а

Выход обрезной слюды из сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)				Выход обрезной слюды по сортам (%)			
	4	5	6	7	II	III	IV	V
23.3	0.9	15.0	44.9	39.2	4	72	15	9

Жила № 6d считалась продолжением жилы № 6, но небольшой перерыв между ними, а особенно разница в строении заставляют выделять ее как самостоятельную жилу. Она вскрыта юго-восточными штреками первого и второго горизонтов юго-восточнее первой секущей жилы. Штреком первого горизонта она прослеживается на 45 м, при чем на погоне 22 м с промышленным насыщением мусковита. На втором горизонте она разведана на 32 м, но оказалась непромышленной. На юго-восток и северо-запад жила выклинивается с северо-западным отклонением.

Строение жилы на первом горизонте следующее: у контактов имеется аплитовидная зона в 0.5—4 мм.; далее, и в висячем и в лежачем боках идут зоны средне-и крупнозернистого пегматита, состоящего из полевого шпата, кварца и промышленного мусковита (у обоих контактов), суммарная мощность этих зон до 0.8 м; центральную часть жилы слагает зона серого кварца мощностью до 1.2 м; на втором горизонте жила гораздо меньшей мощности, промышленный мусковит и зона кварца отсутствуют. Промышленный участок, начинаясь с дневной поверхности, протягивается до первого горизонта, выклиниваясь между первым и вторым горизонтами.

Максимальное насыщение достигает 132 кг/м³. Благодаря тому, что рудоуправление считало жилы № 6 и 6d за одну жилу, учет сырца по обеим жилам производится вместе, поэтому и качественная характеристика мусковита общая:

Выход обрезной слюды от сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)			Выход обрезной слюды по сортам (%)		
	5	6	7	III	IV	V
15.1	1.5	15.7	82.8	90	9	1

Жила № 6e (см. описание жилы № 6a).

Общее среднее насыщение по промышленным участкам жил № 6 и 6a, 6c, 6d и 6e равно 27 кг/м³.

Жила № 7. Кроме шести указанных жил, в северо-западном конце этого же пласта гнейсов штольней вскрыта еще одна пегматитовая жила, обозначаемая под № 7. Жила прослежена штольней на 25 м, штреком под штольней на 29 м и подсечена северо-западным штреком второго горизонта, прошедшим до северо-западной порфиритовой жилы по жиле № 6a. Участок жилы № 7 отделяется от участка других жил указанным выше диагональным смещением. По характеру строения она аналогична остальным жилам. По всей вероятности, жила № 7 является северо-западным продолжением одной из этих жил, но благодаря наличию отмеченного смещения пока нет возможности увязать ее с остальными жилами. На северо-запад жила выклинивается. Промышленное ослюденение прослеживается по штольне на 14 м и по штреку — на 19 м; в юго-западной части за секущей жилой ослюденение отсутствует (рис. 12).

Среднее насыщение равно 28 кг/м³, максимальное 42 кг/м³.

Качество сырца

Выход обрезной слюды от сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)			
	4	5	6	7
17.8	2.0	12.4	25.7	59.9

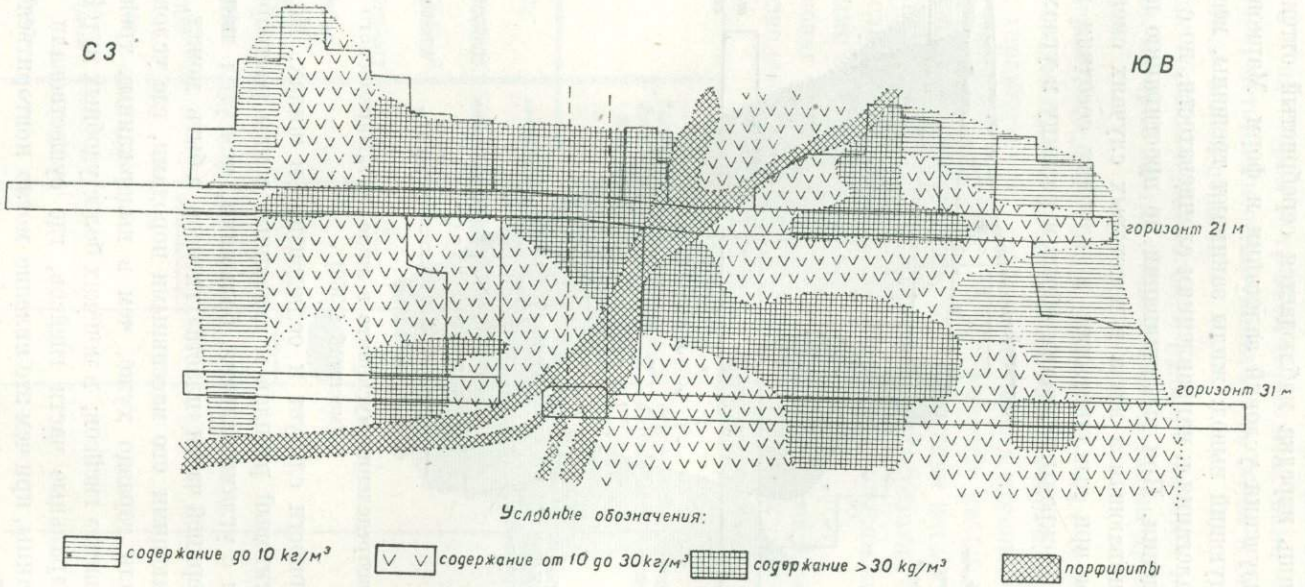


Рис. 11. Схема распределения мусковита в жиле № 6а Марковского рудника (масштаб 1 : 600)

Мусковит всех жил представлен плотными пластинами с равномерной бурой окраской, лишь изредка наблюдается серебристый оттенок.

На основании изучения условий залегания и форм Марковских жил можно сделать следующий вывод: жилы занимают трещины, весьма близкие по элементам залегания к направлениям сланцеватости, но с несколько большим углом падения. При выклинивании по простиранию и особенно по падению выклинивающаяся жила в некоторых случаях сменяется новой жилой, причем при выклинивании в глубину соседняя жила возникает выше первой, скрадывая таким образом разницу в углах падения.

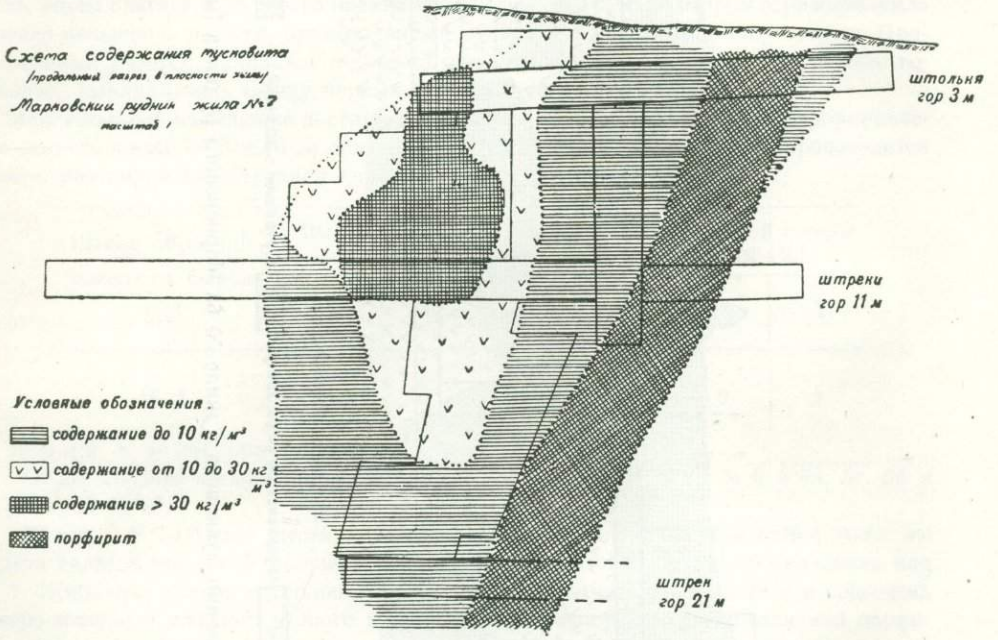


Рис. 12. Схема распределения мусковита в жиле № 7 Марковского рудника (масштаб 1:360)

Этой же закономерности следует и ослюденение в жилах. Надо предполагать, что пегматитовый расплав и связанные с ним растворы, продвигаясь по трещинам с углами падения, большими, чем угол падения гнейсов, подходили к верхней части «пласта» гнейсов, а быть может, и к самому контакту с окружающими его массивными породами, где условия для их проникновения были гораздо хуже, чем в выдержанных трещинах центральной части «пласта» гнейсов; в поисках более удобных путей они попадали опять в центральные части гнейсов, где существовали описанные выдержанные трещины, при чем это явление могло повториться несколько раз. Аналогичный процесс должен происходить и в горизонтальном направлении в тех случаях, когда условия проникновения пегматитового расплава ухудшились по сравнению с соседними участками.

На основании вышеуказанного предположения при выклинивании жилы № 6 на втором и третьем горизонтах нами были запроектированы квершлаги, которые и обнаружили жилы № 6а и 6с, оказавшиеся с промышленным ослюденением.

Таким образом в Марковском руднике имеется несколько промышленных жил, которые иногда очень близко подходят друг к другу и даже соединяются.

Минералогический состав описанных жил характеризуется следующим: полевые шпаты представлены микроклином, плагиоклазом и анортоклазом; характерно, что плагиоклаз даже в мусковитоносной зоне—относительно довольно основной № 20; имеются кварц и мусковит; биотита, граната и турмалина по сравнению с другими жилами очень мало; есть немного апатита; берилла не встречено. Из агрегатных образований имеется только слюдка. Вторичные минералы представлены каолинитом, лимонитом и водными окислами.

Изучение структурных взаимоотношений минералов указанных выше жил позволяет составить следующую таблицу (рис. 13).

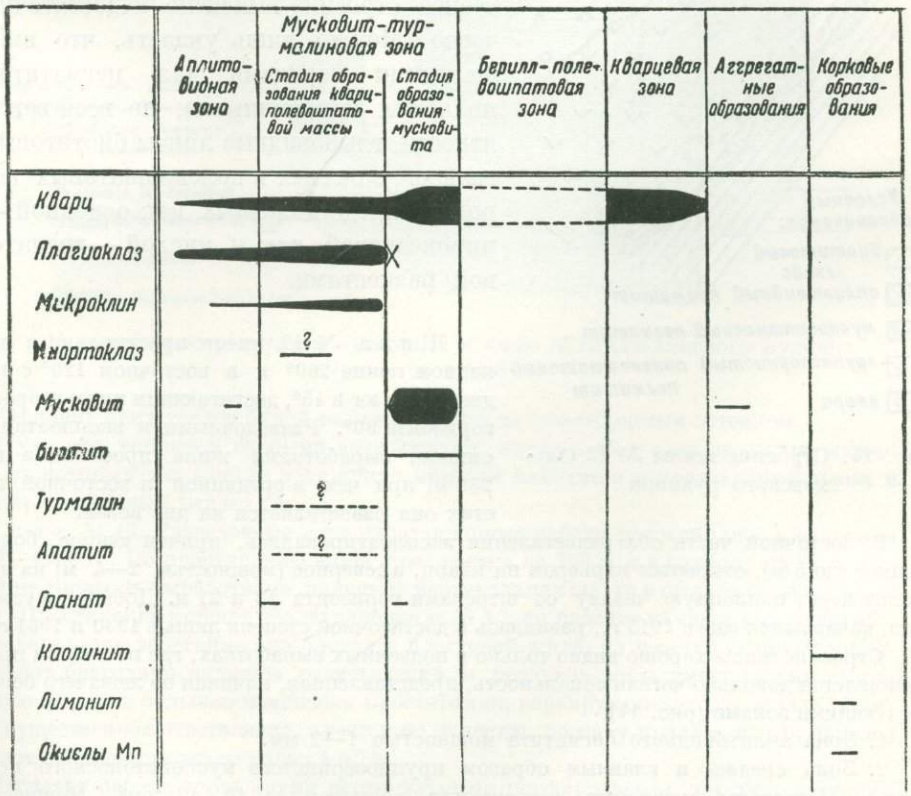


Рис. 13. Минералогическая схема жил Марковского рудника

За все время работ в Марковском руднике добыто около 70 т сырца мусковита. На 1 января 1934 г. в руднике имелось 40—50 т вскрытых и частично подготовленных запасов, но очень высокая стоимость добываемого сырца не только не позволяет вести разведку с целью поиска новых ослюденелых участков, но не позволяет разведывать и отрабатывать даже уже вскрытые части жил.

3. Ольховский рудник

На площади Ольховского рудника имеется около десятка выходов различных пегматитов, но из них достаточно хорошо вскрыто только три жилы, которые разведывались и эксплоатировались на мусковит, полевой шпат и кварц. С севера к площади Ольховского рудника непосредственно примыкает Сергеевская заявка.

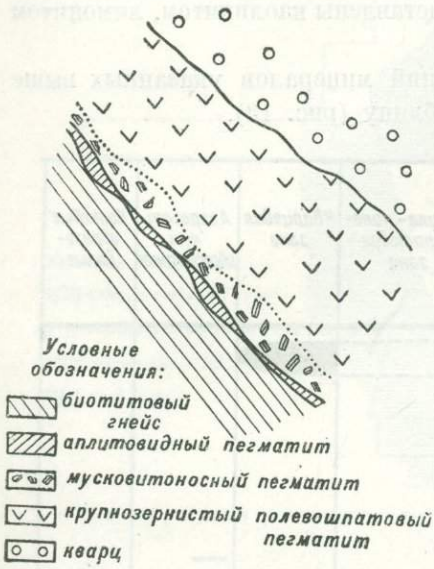


Рис. 14. Строение жилы № 12 Ольховского рудника

Площадь рудника в целом разведана плохо, благодаря чему ее геологическое строение выяснено недостаточно четко. Можно лишь указать, что вмещающими породами для пегматитов являются неправильные, по всей вероятности, глыбовидные линзы биотитовых гнейсов, зажатых в полевошпатовых породах, представленных как основной — широксеновой, так и кислой — гранатовой разностями.

Жила № 12 имеет простирание в западном конце 260° и в восточном 120° с падением на юг в 45°, достигающим ниже второго горизонта 90°. Разведочными и эксплоатационными выработками жила прослежена на 230 м, при чем в срединной и восточной частях она разветвляется на две ветви.

В восточной части оба разветвления эксплоатировались, причем южное, более мощное (до 5 м), открытым карьером на кварц, а северное (мощностью 2—4 м) на мусковит через наклонную шахту со штреками горизонта 13 и 21 м. Добыча мусковита, начавшаяся еще в 1915 г., развилась в достаточной степени лишь в 1930 и 1931 гг.

Строение жилы хорошо видно только в подземных выработках, где по забоям прослеживается довольно четкая зональность, представленная, начиная от лежачего бока, следующими зонами (рис. 14):

1. Зона аплитовидного пегматита мощностью 1—2 мм.

2. Зона средне- и главным образом крупнозернистого мусковитоносного пегматита. Пластины мусковита встречаются размером до 10×12 см². Мощность зоны 15—30 см.

3. Зона крупнозернистого берилло-полевошпатового пегматита, местами с обильными кристаллами берилла. Мощность зоны около 1.5 м.

4. Зона серого кварца слагает центральную часть жилы. Мощность зоны до 1 м, при чем кварц располагается в виде отдельных разобщенных вытянутых линз.

Строение пегматита висячего бока аналогично лежачему, исключением является отсутствие крупных пластин мусковита.

Промышленное гнездо имеет неправильную клинообразную форму; на первом горизонте оно прослежено на 30 м, а на втором — всего на 8 м; таким образом в глубину оно выклинивается (рис. 15).

Среднее насыщение равно 17 кг/м³, максимальное — 149 кг/м³. Пегматит этой жилы местами очень сильно раздавлен, благодаря чему при наличии даже большого количества мусковита он имеет небольшую ценность.

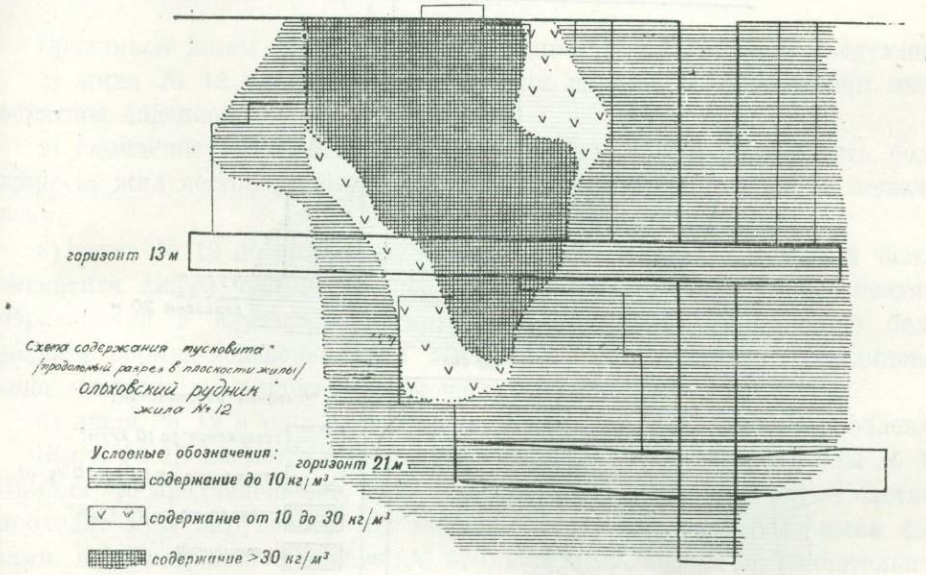


Рис. 15. Схема распределения мусковита в жиле № 12 Ольховского рудника (масштаб 1:320)

Мусковит представлен бурой разностью, иногда с серебристым оттенком.

В участке, вскрытом горными выработками, имелось 15 т запасов сырца мусковита, из которых половина до настоящего времени находится в предохранительных и законсервированных целиках.

Ж и л а № 13. Разведочные и эксплоатационные работы развернулись в основном в 1931—1933 гг. По простиранию жила прослежена на 260 м и в глубину на 28 м. Основными горными выработками является вертикальная шахта и штреки горизонтов 10 и 20 м. Простирание в общем аналогично жиле № 12, но падение на север под углом 45°.

По характеру залегания она близка к пластовой жиле; на участке эксплоатационных работ благодаря наличию разветвлений и раздувов жила имеет весьма неправильную форму и большие изменения простирания, варьирующие от 120 до 200°. Наиболее существенное ответвление имеется по падению, по нему пройден штрек первого горизонта. Мощность жилы равна 4—7 м.

Пегматит пересекается двумя вертикальными порфиритовыми жилами, дающими небольшое смещение пегматитов. Строение пегматитов может быть представлено

следующей схемой: у контакта имеется зона мелкого зернистого аплитовидного пегматита, мощностью 2—4 мм. Далее идет пегматит средне- и крупнозернистого сложения, в котором обычно в 1—1.5 м от контакта появляется промышленный мусковит, реже пластины промышленного мусковита встречаются у самого контакта. В отличие от жилы № 12 мусковит не концентрируется в маломощную вытянутую зону, а разбросан в виде отдельных кристаллов (плиток) и групп кристаллов по зоне мощностью в 1—1.5 м; скопления мусковита встречаются и около лежачего бока.

Центральная часть жилы сложена средне- и крупнозернистым пегматитом без промышленного мусковита. Турмалин сосредоточивается в мусковитоносной зоне, заходя ближе к срединным частям жилы и несколько дальше, чем мусковит; берилл встречается спародически иногда в виде групп кристаллов в центральных частях жилы.

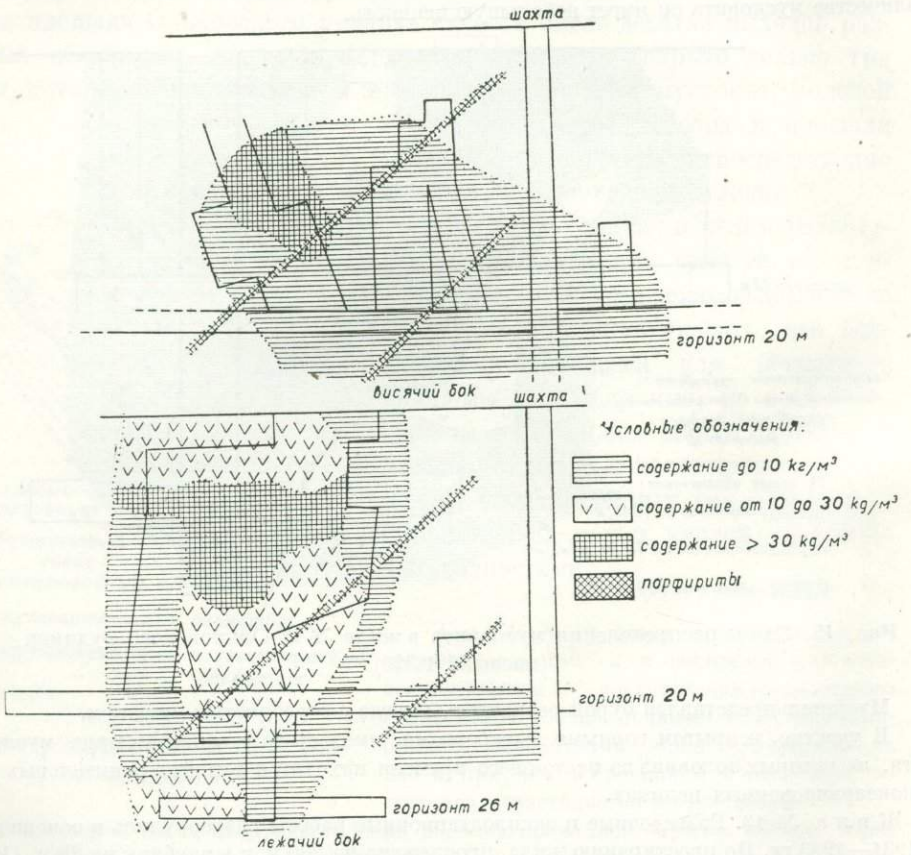


Рис. 16. Схема распределения мусковита в жиле № 13 Ольховского рудника (масштаб 1:750)

Промышленные участки у обоих контактов длиной 20 м, они расположены на запад от шахты, при чем, по данным разведочных работ, ниже второго горизонта оруденение становится беднее и, несмотря на наличие мусковита промышленных размеров, по насыщению оно становится непромышленным (рис. 16). Среднее насыщение по промышленным участкам равно 17 кг/м³, при этом у висячего бока максимальное насыщение 80 кг/м³; у лежачего бока — 43 кг/м³. Качество сырца следующее:

Качество сырца

Выход обрезной слюды из сырца (%)	Выход обрезной слюды по номерам (%)					Выход обрезной слюды по сортам (%)				
	4	5	6	7	8	I	II	III	IV	V
11.2	0.4	5.4	16.4	65.6	12.2	0.5	14.0	77.0	2.5	5.0

Мусковит этой жилы бурого цвета, иногда на просвет с розовым оттенком; он весьма плотный, что является следствием отсутствия раздробленности пегматита.

Сравнивая жилы № 12 и 13, необходимо констатировать следующее:

1) жила № 12 по сравнению со всеми жилами месторождения имеет обратное падение;

2) скопление промышленного мусковита, в противоположность большинству жил месторождения, расположено в этой жиле только в лежачем боку;

3) жила № 12 по сравнению с жилой № 13 имеет в срединных частях пегматита линзы чистого кварца, являющиеся одним из самых поздних образований в изучаемом пегматитовом процессе; одновременно более развита берилл-полевошпатовая зона, тогда как мусковит-турмалиновая зона «отжата» к приконтактовым частям жилы;

4) жила № 12 в противоположность жиле № 13 сильно раздроблена.

Жила № 12 является опрокинутой более высокой частью жилы № 13. Приняв это предположение, надо считать, что между этими двумя частями проходит зона нарушения, что вполне согласуется с наблюдаемыми фактами: в магистральной канаве (№ 370) коренные породы на значительную глубину (до 4 м) представлены разрушенной дресвой, кроме того если мысленно проследить на восток продолжение предполагаемой зоны нарушения, то оно попадает в район Заводской заявки, описываемой ниже, где в штольне наблюдаются зияющие трещины. Учитывая все вышеуказанное, можно с достаточной уверенностью утверждать высказанное предположение о принадлежности жилы № 12 к более высоким, по сравнению с современным урезом рельефа, частям жилы № 13.

Такое своеобразное положение жилы дает возможность наблюдать строение жилы на сечениях, бывших при ее образовании на различных гипсометрических уровнях, разница между которыми достигала видимо не менее 100 м. Минералогическую сводку мы даем единую для обеих частей жилы.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом, микроклином и ортоклазом; состав плагиоклаза варьирует следующим образом:

в приконтактовой аплитовидной зоне № 25;

в мусковито-турмалиновой и берилл-полевошпатовой, состав примерно одинаковый № 12—17;

в участках с письменной структурой № 15—23;

в более поздней мелкозернистой массе состав довольно разнообразный от № 11 до № 25, но большинство измерений указывает на № 14—19.

Для участков с письменной структурой характерны калиевые полевые шпаты — микроклин или ортоклаз.

Берилла и турмалина по сравнению с другими жилами много; есть апатит и биотит, последний в срастании с мусковитом.

В жиле № 12 много жилко- и гнездообразных агрегатных скоплений мелких зерен полевого шпата, кварца, мусковита, турмалина и граната. Из вторичных минералов констатированы хлорит, каолинит, арагонит, лимонит и окислы Mn (рис. 17).

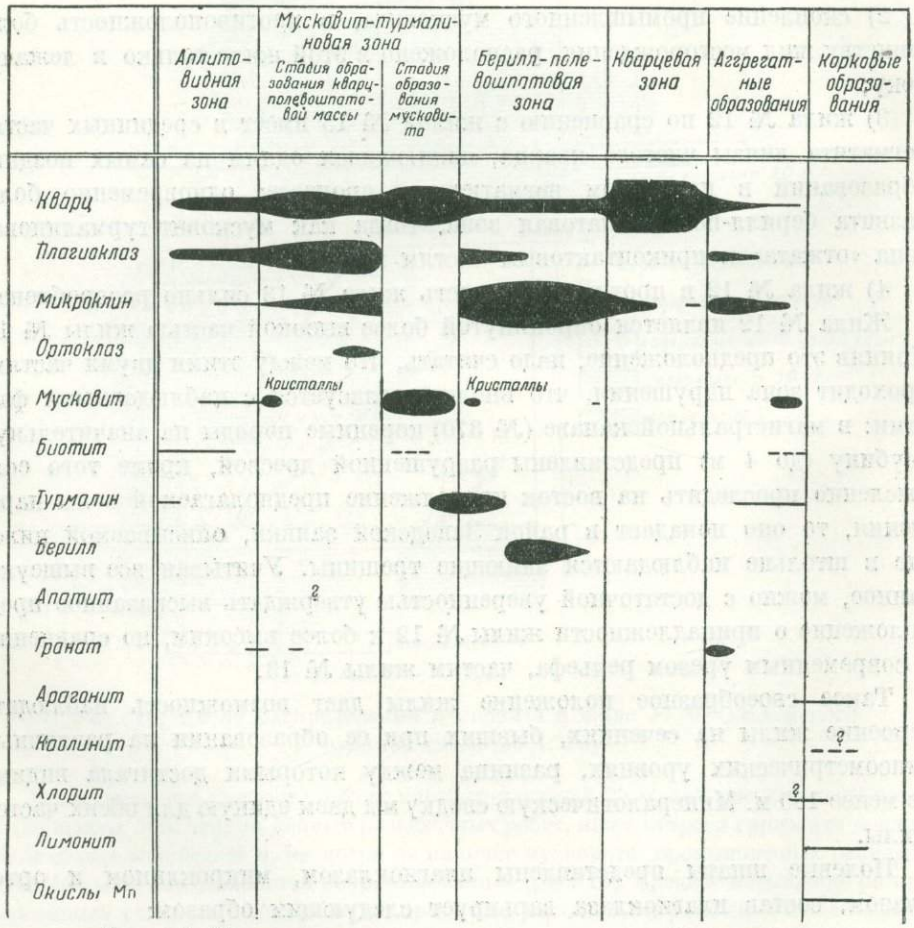


Рис. 17. Минералогическая схема жил Ольховского рудника

Полевошпатовая жила у кирпичного завода эксплоатировалась открытым карьером и штольнеобразной лентой (с 1926 г.).

Эксплоатационными и незначительными разведочными выработками она прослежена на 80 м, при чем на северо-запад она обрывается сбросом, а на юго-восток уходит под мощные наносы. Простирание жилы 135°, падение на СВ 35°; мощность 3—5 м.

Основная масса пегматита представлена крупнозернистой разностью; размеры неделимых микроклина достигают нередко десятков сантиметров, а гнезда чистого полевого шпата и кварца встречались до нескольких метров. Кроме полевых шпатов и кварца встречены: мусковит, биотит, турмалин, берилл, апатит, гранат и из вторичных — каолинит и лимонит. Имеются также агрегатные скопления мелких зерен турмалина, мусковита и граната.

Недостаточность фактического материала не позволяет составить таблицу процесса формирования жилы, но можно отметить, что мусковит-турмалиновая зона развита в очень незначительной степени и что основная часть пегматита представлена берилл-полевошпатовой зоной, хотя берилла содержится в этой жиле много меньше, чем в жиле № 12.

4. Масиковский рудник

Жила найдена в 1930 г., в этом же году она подверглась разведочным, а затем и эксплоатационным работам, которые выразились сначала в открытой карьерной отработке «головы» жилы, а затем в проходке наклонной шахты со штреками на горизонтах 10, 16 и 22 м (рис. 18). Интересно отметить, что благодаря своеобразному строению пегматитовой жилы, выражающемуся наличием в некоторых участках висячего бока мощной аплитовидной зоны, и недостаточному наблюдению за характером изменения жильного тела произошла следующая ошибка при ведении горных выработок: наклонная шахта (рис. 19) проходилась по крупнозернистой мусковит-турмалиновой зоне пегматита, имея в кровле биотитовый гнейс; на горизонте 8—10 м мусковитоносная зона оказывается отделенной от биотитовых гнейсов висячего бока зоной аплитовидного пегматита, достигающей мощности более 1 м; ниже горизонта 10 м пегматит пересекается жилой порфирита, при этом восточная часть жилы опущена на 2 м; наклонная шахта, пройдя секущую жилу, врезалась в аплитовидную породу, небольшие контрольные рассечки, пройденные по аплитовидному пегматиту висячего бока жилы, крупнозернистого пегматита с мусковитом не встретили, что заставило рудоуправление остановить дальнейшую проходку подготовительных выработок в глубину, и «уклонка» была затоплена.

Благодаря разноречивости сведений о благонадежности Масиковской жилы на глубину, при отсутствии правильной документации проведенных работ и затопленности

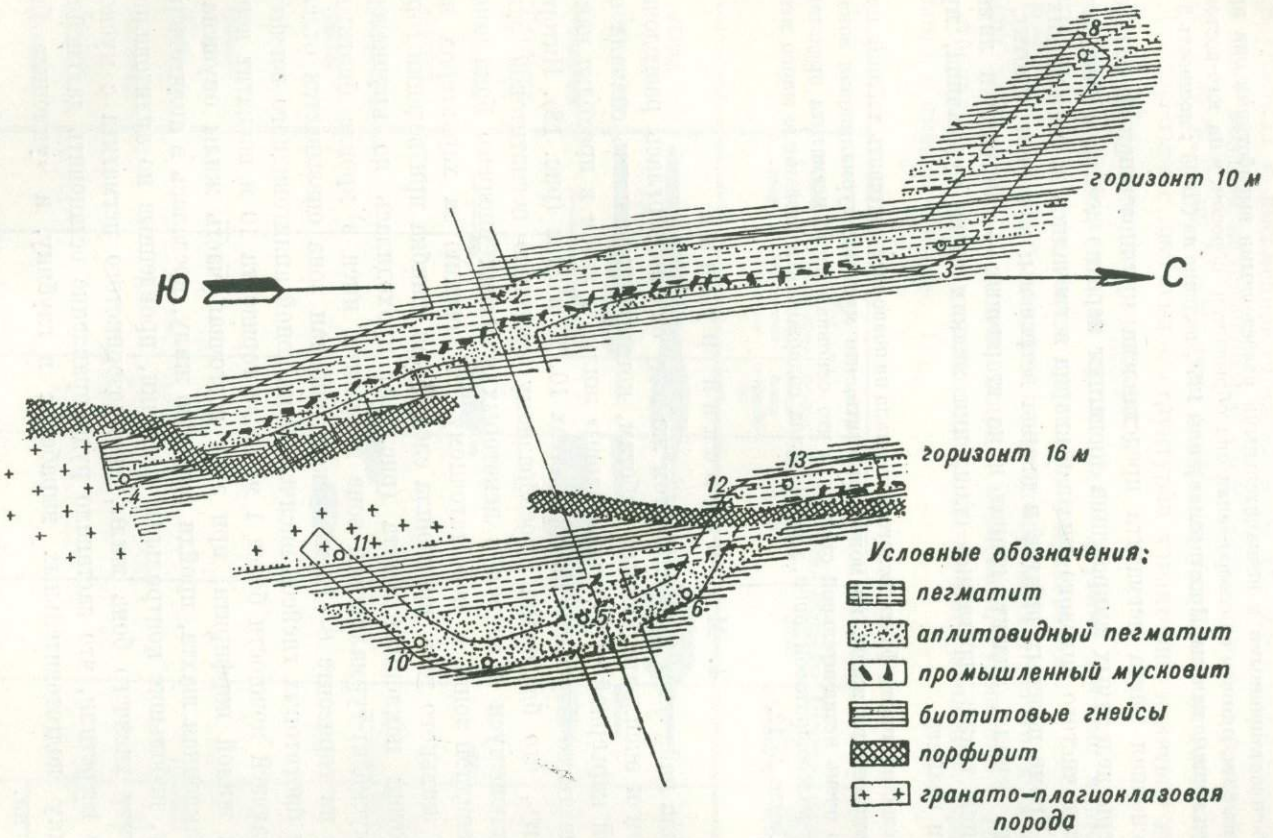


Рис. 18. План подземных выработок Масиковского рудника (масштаб 1:330)

шахты, в сентябре месяце 1931 г., по предложению партии Института прикладной минералогии, было приступлено к откачке воды и возобновлению разведочных работ, которые дали положительные результаты; при продолжении северо-западного контрольного штрека была встречена секущая порфиритовая жила, за которой на погоне

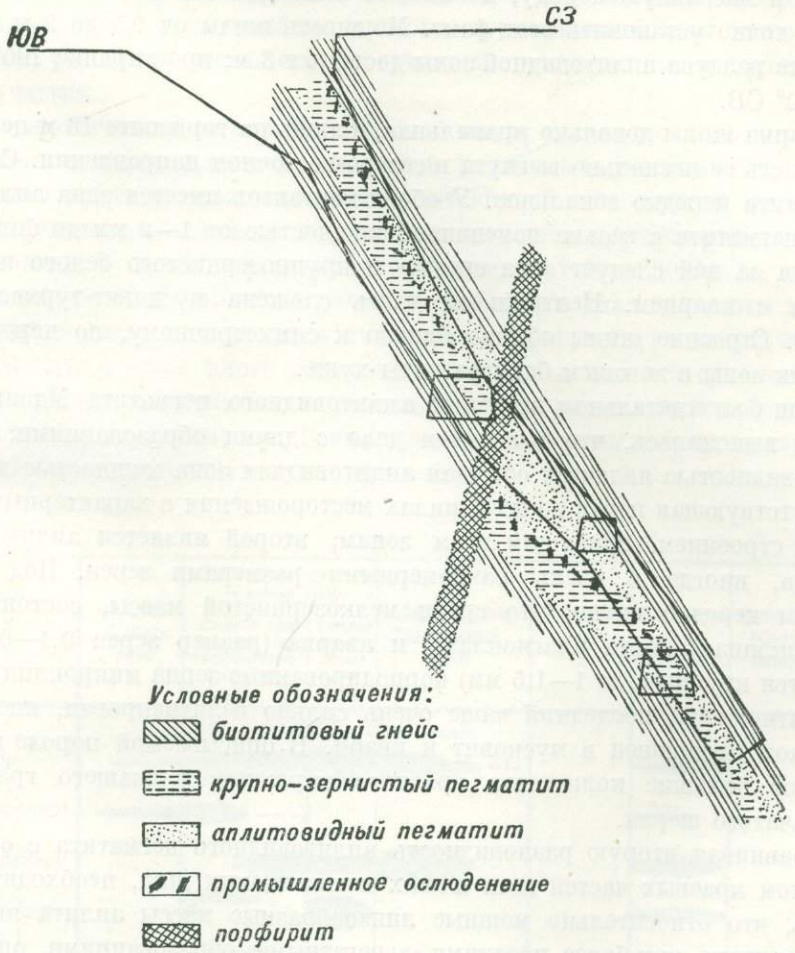


Рис. 19. Разрез подземных выработок Масиковского рудника (масштаб 1:335)

6 м встречено промышленное ослюденение у контакта крупнозернистой зоны с аплитовидной, что позволило выяснить строение жилы и дальше нормально развивать подготовительные работы.

По данным разведочных и эксплоатационных выработок, строение рудника рисуется в следующем виде.

Среди неправильной «глыбы» биотитового и частично роговообманкового гнейса, зажатого среди массивных пород, имеются несколько пегматитовых

жил, при чем лишь одна (разрабатываемая) вскрыта достаточно хорошо. По простиранию она вскрыта около 60 м; на юго-восток с окончанием гнейсов она выклинивается; на северо-запад она, видимо, постепенно переходит в массивную породу, но плохая обнаженность не позволяет достаточно точно установить этот факт. Мощность жилы от 1.5 до 2 м и лишь в месте раздува аплитовидной зоны достигает 3 м; простирание 160°, падение 50° СВ.

Форма жилы довольно правильная, и лишь на горизонте 16 м центральная часть ее несколько выгнута в северо-восточном направлении. Строение пегматита нередко зональное. У обоих контактов имеется зона аплитовидного пегматита с весьма изменчивой мощностью от 1—2 мм до более 1 м. Иногда за ней следует зона средне- и крупнозернистого белого полевого шпата с кварцем. Центральная часть сложена мусковит-турмалиновой зоной. Строение жилы обычно близко к симметричному, но нередко две первых зоны в лежачем боку развиты хуже.

При более детальном изучении аплитовидного пегматита Масиковской жилы выяснилось, что мы имеем дело с двумя образованиями: первой разновидностью является обычная аплитовидная зона мощностью до 5 мм, присутствующая почти во всех жилах месторождения с характерным составом и строением, присущим этим зонам; второй является аплитовидная порода, иногда с очень равномерными размерами зерен. Под микроскопом нередко видно, что среди мелкозернистой массы, состоящей из микроклина (иногда плагиоклаза) и кварца (размер зерен 0.1—0.2 мм), имеются крупные (до 1—1.5 мм) корродированные зерна микроклинпертита и плагиоклаза, последний чаще очень сильно пелитизирован, иногда же целиком превращен в мусковит и кварц. В описываемой породе нередко бывают большие количества красного марганецсодержащего граната и игольчатого шерла.

Сравнивая вторую разновидность аплитовидного пегматита с обычным аплитом краевых частей всех наших пегматитовых жил, необходимо признать, что относительно мощные линзообразные массы аплита являются не чем иным, как более поздними «агрегатными» образованиями, описываемыми ниже.

Таким образом, отличием Масиковской жилы от других является несколько особый характер агрегатного образования, которое концентрировалось в висячем и лежачем боку пегматитовой жилы, проникнув туда, видимо, позднее формирования мусковит-турмалиновой зоны.

Вторым отличием является наличие зоны, правда, тоже не очень выдержанной, состоящей из белого полевого шпата с кварцем, расположенной ближе к висячему боку, чем мусковит-турмалиновая жила. Указанное положение этой зоны должно, казалось бы, заставлять отнести ее к более раннему образованию, чем мусковит-турмалиновая зона, но, сравнивая Масн-

ковскую жилу с другими пегматитами месторождения, мы должны признать, что полевошпатовая зона должна быть отнесена к более позднему образованию, но расположена несколько ненормально — между биотитовыми гнейсами и более ранней зоной. На этом основании мы должны считать, что после формирования мусковит-турмалиновой зоны более ослабленными участками оказались не срединная часть жилы, а приконтактовые участки.

Минералогический состав Масиковской жилы таков: полевые шпаты — микроклин и плагиоклаз, последний в различных участках варьирует следующим образом: в маломощной аплитовидной зоне (первая фаза кристаллизации пегматита) около № 20; таков же состав крупнозернистых зон, в аплитовидном пегматите последней генерации от № 8 до № 14, и, как исключение, до № 25, причем в таком случае плагиоклаз находится в виде включений в массу мелких зерен микроклина; присутствуют кварц, мусковит и гранат; в жиле много турмалина; берилла и апатита сравнительно мало; обнаружен циркон; биотит не найден; из вторичных минералов обнаружены каолинит и лимонит. Взаимоотношение перечисленных минералов укладывается в следующую схему (рис. 20).

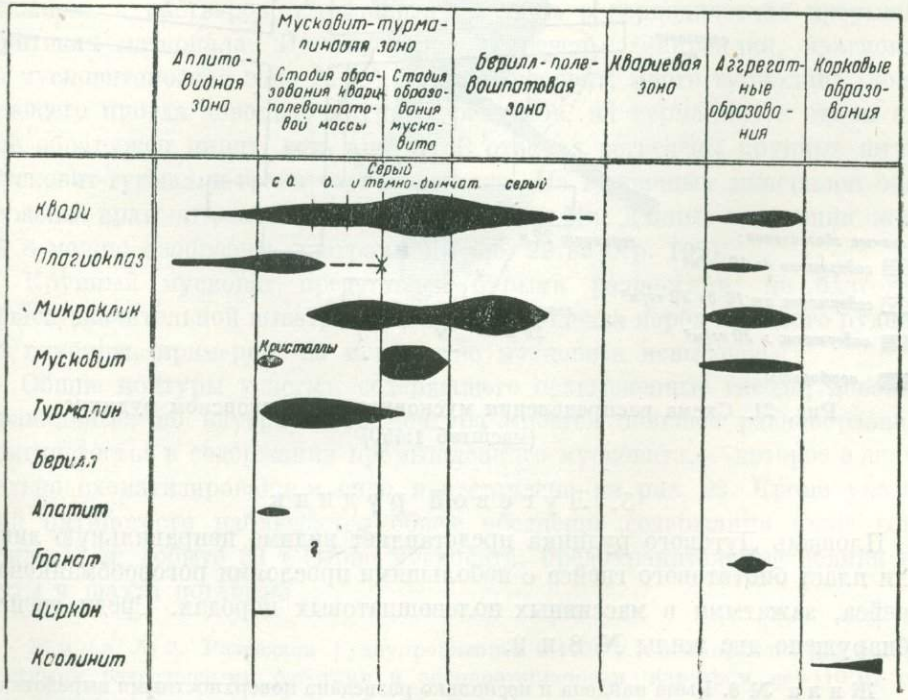


Рис. 20. Минералогическая схема Масиковской жилы

Мусковит представлен бурыми и зелеными разностями с большим количеством темных пятен, благодаря чему относится к низким сортам. Размеры пластин довольно крупные и достигают иногда первого номера.

Форма промышленного участка представляет собою довольно правильный треугольник, повернутый вершиной вниз, но участки с различным содержанием разбросаны по нему в виде неправильных пятен (рис. 21). Указанное гнездо содержало 37 т сырца слюды.

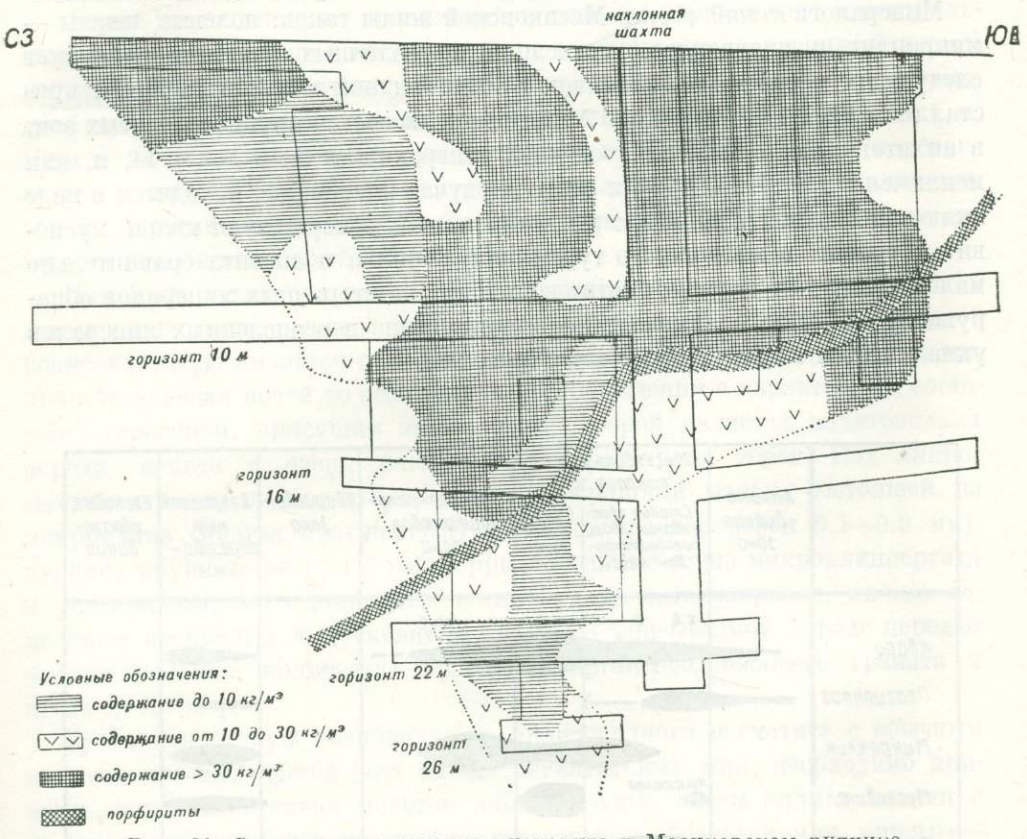


Рис. 21. Схема распределения мусковита в Масиковском руднике (масштаб 1:450)

5. Луговой рудник

Площадь Лугового рудника представляет видимо неправильную линзу или пласт биотитового гнейса с небольшими прослоями роговообманкового гнейса, зажатыми в массивных полевошпатовых породах. Среди гнейсов обнаружено две жилы № 8 и 9.

Жила № 8. Была найдена и несколько разведана поверхностными выработками еще до работ Сибслюдтреста; глубинные работы начаты в 1930 г., они выразились в проходке наклонной шахты со штреками на горизонтах 13,21 (контрольные рассечки) и

25 м. По простиранию жила прослежена на 130 м; мощность не превышает 1.5 м, в среднем 1.1 м, но имеется очень много пережимов, нередки случаи выклинивания одной четки пегматита с одновременным возникновением другой четки. Простирание 130° с падением 50° СВ. В оба конца жила не доразведана, так как на северо-запад она уходит под наносы 2-го Слюдяного ключа, на юго-восток под пестроцветные глинистые отложения.

В юго-восточном конце вскрытой части жила имеет смещение с горизонтальной амплитудой 9 м, при чем северо-западная часть является поднятой. Кроме того, жилу пересекают порфиритовая жила, встреченная юго-восточными штреками обоих горизонтов.

Строение пегматитовой жилы таково: у контакта с биотитовым гнейсом имеется маломощная зона мелкозернистого пегматита; далее идет средне- и крупнозернистый пегматит с мусковитоносными промышленными участками в висячем, а иногда и в лежачем боку, при чем эта зона иногда сложена только кварцем и мусковитом, полевой же шпат имеет весьма подчиненное значение. В Центральной части наблюдается обычно крупнозернистый пегматит (полевой шпат+кварц), иногда с грубой письменной структурой; изредка в самой середине жилы обособляется линзообразная зона кварца с отдельными вкрапленниками полевого шпата.

В этой жиле разновидности пегматита обособились лишь в виде неправильных линз — четок, не дав правильных выдержанных зон. Указанное строение обязано до некоторой степени четкообразности формы жилы, которая не допускала постоянного и достаточно свободного продвижения расплава и растворов, выразившегося лишь в периодических прерывных притоках материала. Из минералов встречены: микроклин, плагиоклаз (в мусковитоносной зоне № 25), кварц, мусковит; много турмалина, достигающего иногда довольно крушных размеров, на турмалине в одном случае обнаружен пирит; есть апатит. В отвалах встречены крупные штуфы мусковит-турмалин-гранатового грейзена. Из вторичных минералов обнаружены: арагонит, эпидот, лимонит и окислы Mn. Данные о строении жилы № 8 можно изобразить диаграммой (рис. 22 на стр. 102).

Крушный мусковит представлен бурыми разностями, но благодаря общей значительной выветрелости всего комплекса пород Лугового рудника до глубины, примерно, 20 м качество мусковита невысокое.

Общие контуры участка, содержащего ослюденeнные гнезда, довольно правильные; но внутри этого контура имеется большое разнообразие — «пятнистость» в содержании промышленного мусковита, — которое в значительно схематизированном виде представлено на рис. 23. Кроме указанной пятнистости наблюдается общее обеднение содержания ниже горизонта 13 м; добыто 33 т сырца мусковита; предохранительные целики вынуты и шахта погашена.

Жила № 9. Разведана рудоуправлением в 1931 г.; она прослежена поверхностными разведочными работами и эксплоатационным карьером на 110 м, при чем посредине имеется небольшой перерыв. На северо-запад жила скрывается под мощным слоем наносов; на юго-восток она резко обрезана секущей жилой. Мощность

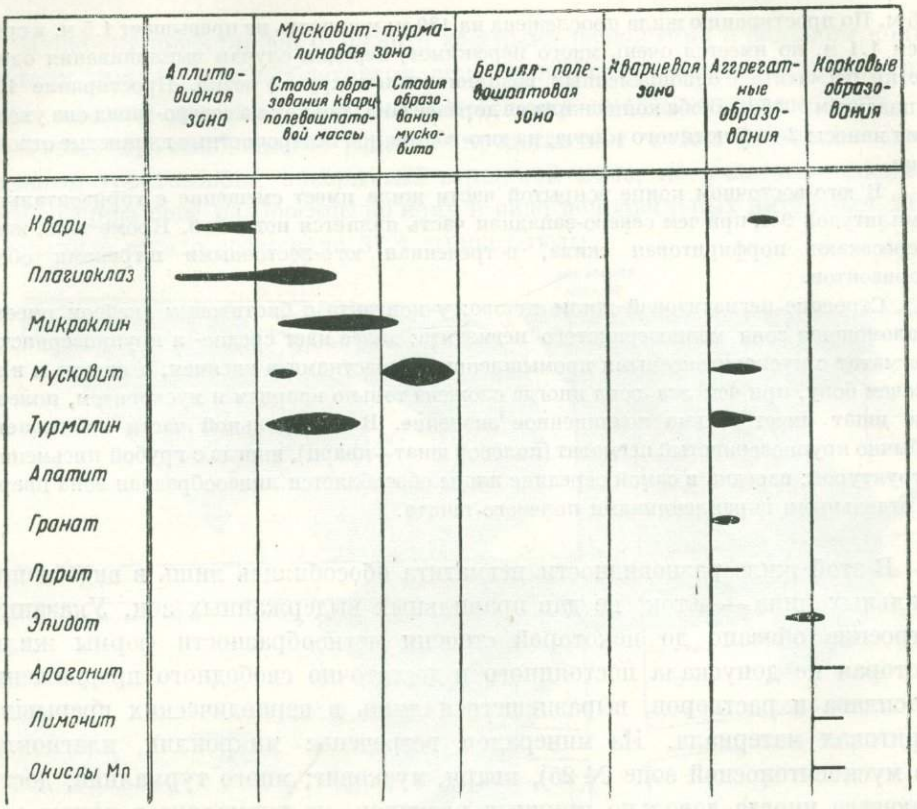


Рис. 22. Минералогическая схема жилы № 8 Лугового рудника (масштаб 1:800)

пегматита довольно выдержана от 4 до 6 м; простирание 130—140°, падение на северо-восток под углом 40—50°.

В северо-западной части жила сложена среднезернистым пегматитом, состоящим из полевого шпата и кварца. По направлению к юго-восточному концу пегматит становится более крупнозернистым и в самом конце на погоне 30—35 м имеет следую-

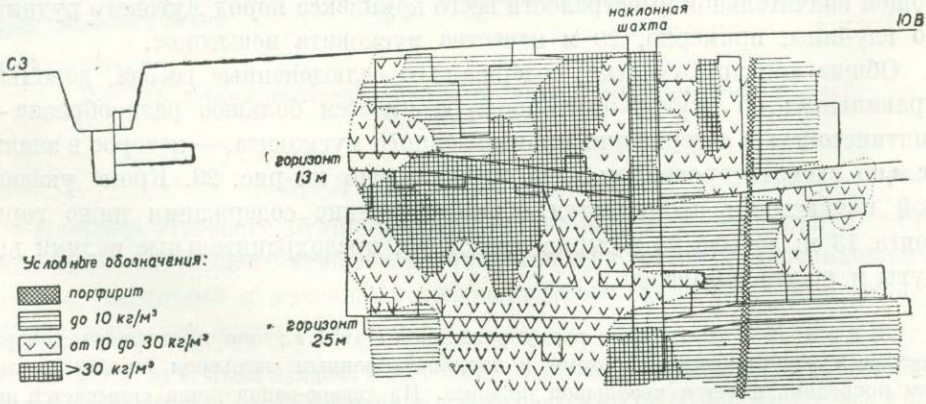


Рис. 23. Схема распределения мусковита в Луговом руднике

щее сложение: у обоих контактов имеется крупнозернистая зона, состоящая из красного полевого шпата с кварцем, биотитом, турмалином, мусковитом (промышленного размера); биотита иногда больше в лежачем боку; центральную часть жилы слагает двухметровая зона чистого светлосерого кварца.

В жиле встречены следующие минералы: микроклин, кварц, мусковит, биотит, турмалин, гранат и каолинит.

По данным поверхностной разведки и эксплоатационных карьерных работ, насыщение мусковита равняется в среднем 6 кг/м^3, таким образом, самостоятельная добыча мусковита не рентабельна, но осуществима выемка ослюденелых частей при добыче кварца, что и производилось в период 1931—1932 гг.

6. Сахатинский рудник

Еще в 1915 г. в районе Сахатинской заявки поставлены были разведочные работы. Эти работы встретили пегматит с промышленным насыщением мусковита. Форма пегматитового тела, как это выявилось лишь при ведении разведочных работ в 1931 г., довольно неправильная, при чем жила довольно хорошо повторяет контуры окружающих ее биотитовых гнейсов (рис. 24).

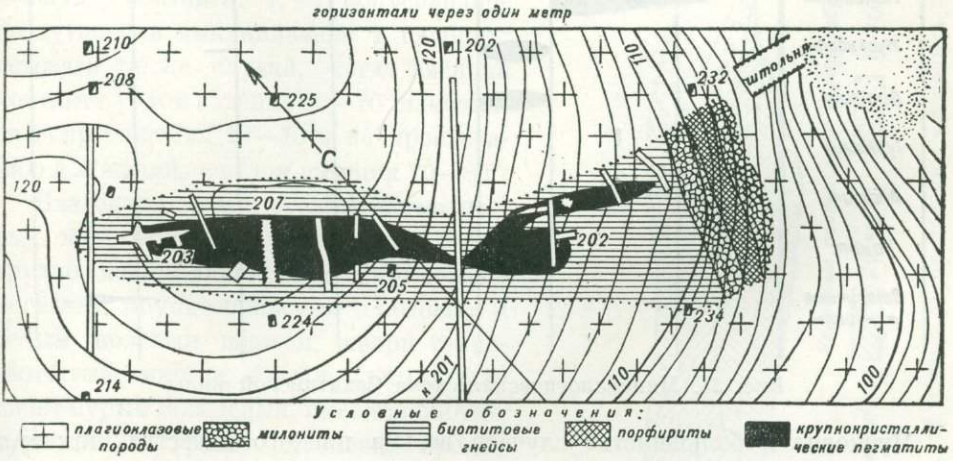


Рис. 24. План поверхности Сахатинского рудника (масштаб 1:1665)

Северо-западная (большая) половина в горизонтальном сечении имеет эллипсоидальную форму, длина этой части 65 м, при средней мощности 8—9 м. Между северо-западной и юго-восточной половинами имеется уменьшение мощности до 1 м, в юго-восточном конце жила разветвляется на две: нижележащая (юго-западная) имеет длину около 20 м при мощности 6—7 м, вышележащая часть, по висячему боку которой пройдена штольня, прослежена на 35 м при мощности около 3 м. Простирание жилы 110—120°; падение плоскостей контактов северо-западной части висячего 50—60° и лежачего 35—45°; падение юго-восточной части 45—50° на северо-восток.

Жила в основном сложена средне-и крупнозернистым пегматитом. У висячего контакта и в центральной части размеры зерен несколько крупнее; ближе к лежачему боку пегматит может быть отнесен к среднезернистому. Лишь отдельные участки пегматита сложены действительно крупнозернистым пегматитом. По всей почти толще жилы по трещинам имеются крупные пластины (до 15×15 см) слюды, состоящей большей частью из сростков мусковита и биотита; трещины нередко ориентированы параллельно плоскостям контакта пегматита с гнейсом, благодаря чему пластинчатообразные выделения слюды имеют иногда одинаковую пространственную ориентировку. Из минералов встречены: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, турмалин, апатит, гранат и вторичные минералы; апатита сравнительно с другими жилами месторождения много.

Схема формирования жил такова (рис. 25).

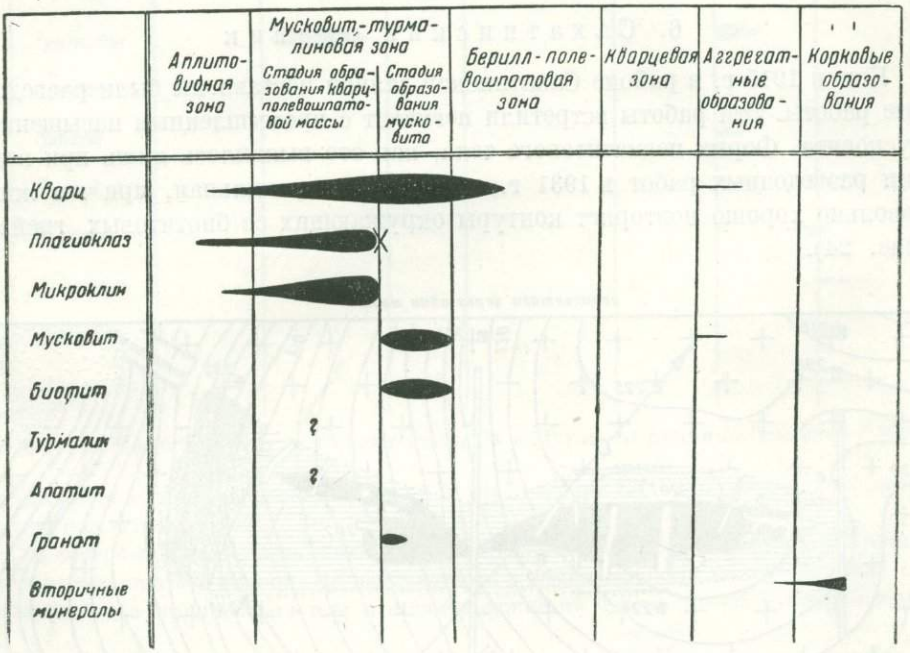


Рис. 25. Минералогическая схема Сахатинской жилы

Мусковит в большинстве случаев весьма плохого качества, так как находится в темном срастании с биотитом. Оруденение распределяется, как это видно из рис. 26, в северо-западной части, ближе к лежачему боку, а в юго-восточном — к висячему.

7. Октябрьский рудник

Площадь Октябрьских разведок, занимающая около 0.1 км², сложена неправильной «глыбой» гнейса (или двумя). Значительная разрушенность пород с поверхности не всегда позволяет установить достаточно точно состав породы, но в большинстве случаев это, видимо, биотитовый гнейс, в кото-

ром лишь в отдельных участках роговая обманка преобладает над биотитом (рис. 27).

На этой площади вскрыты и разведаны по поверхности 8 более или менее значительных жил и 8 неправильных тел пегматита; общая прослеженная длина пегматита равняется 1220 м. Формы пегматитов от неправильных тел до выдержанных жил. Мощность их часто резко меняется и по простиранию и по падению, достигая иногда 20 м. Простирание пегматитов большей частью северо-западное, но в некоторых жилах варьирует на коротком протяжении (60—80 м) от 105° до 170°; углы и направления падения также нередко меняются в больших пределах; иногда в одном пегматитовом теле наблюдаются два висячих или лежачих контакта, т. е. конусовидное раздутие или выклинивание в глубину; встречен также случай, когда висячий контакт с углом падения 60—70° изменился на протяжении 10—15 м по простиранию в лежачий, с углом падения 70—80°.

Благодаря выветрелости пегматитовых жил строение их выявить очень трудно, можно лишь сказать, что обычно пегматит крупнозернистый с розовым и белым полевым шпатом, кварц темно-дымчатый, иногда совсем черный, мусковит бурый и зеленый, имеются биотит, турмалин и гранат. Мусковит промышленных размеров в большинстве случаев имеет максимальное насыщение 15 кг/м³, лишь отдельные пробы показывают насыщение более 5 кг/м³. Исключением является жила № 5, в которой разведками 1931 г. встречено промышленное гнездо (рис. 28).

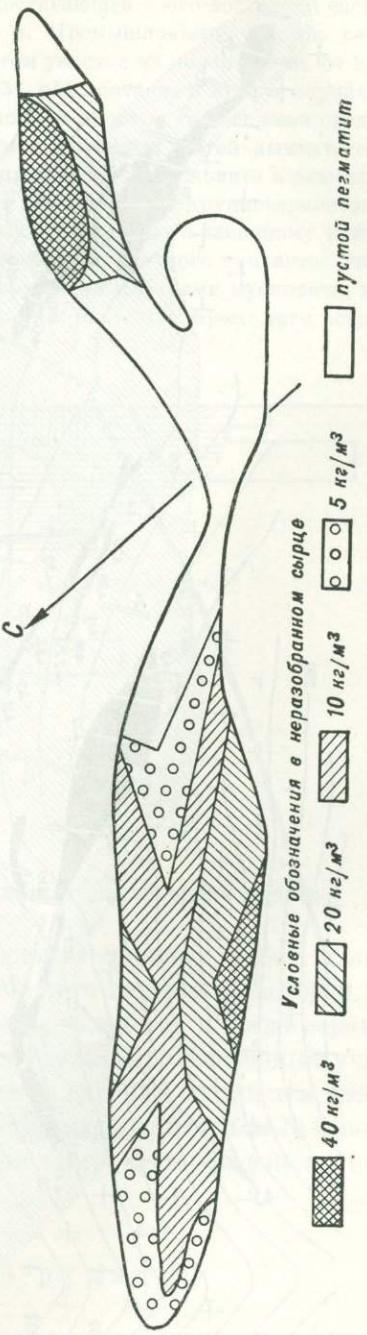
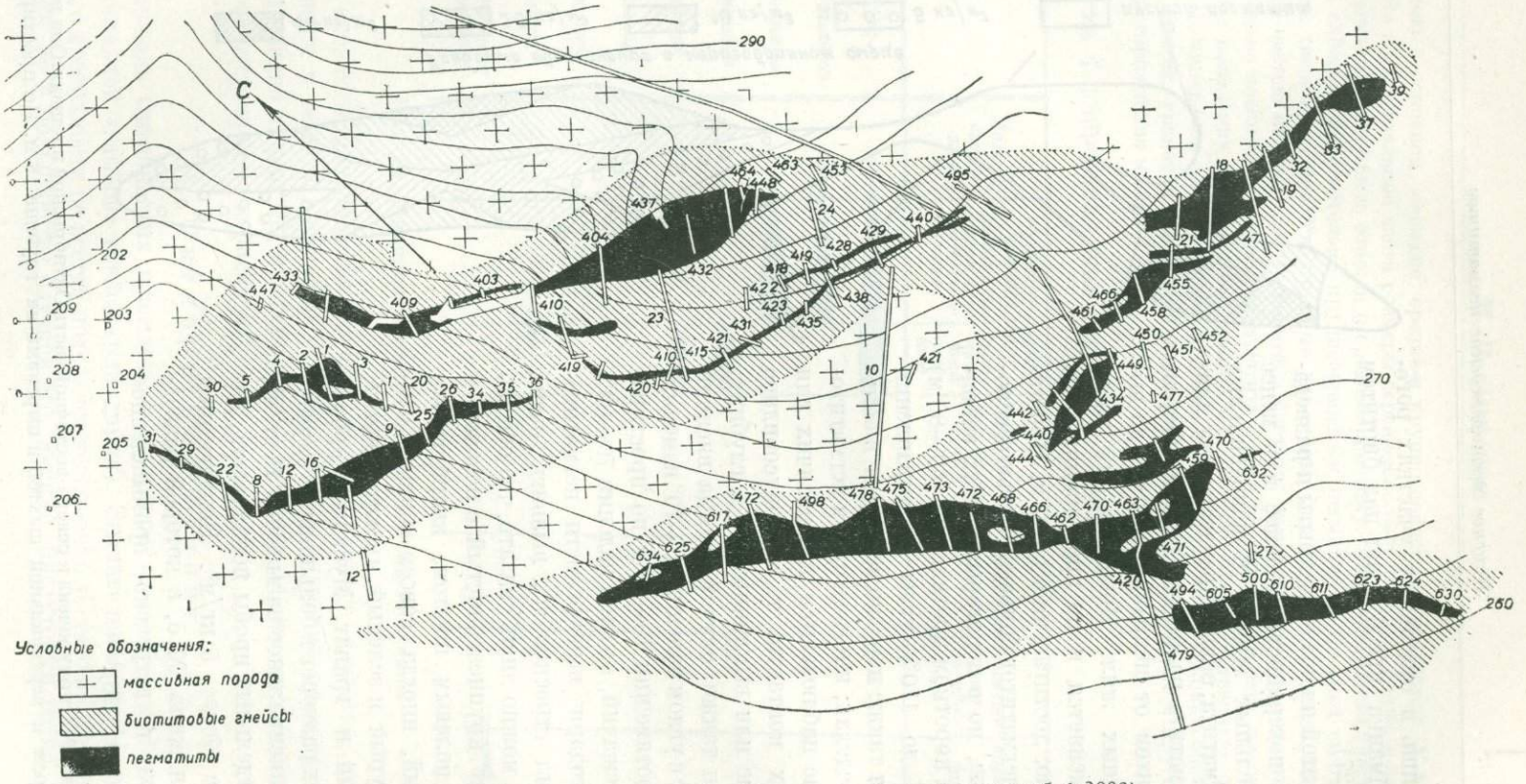


Рис. 26. Схема распределения мусковита в Сахатинском руднике (масштаб 1:700)

Жила № 5 приурочена к северо-восточной части Октябрьской площади. Она вскрыта карьером и вертикальной шахтой и штреками на глубине 18 м. По простиранию



Условные обозначения:

- массивная порода
- биотитовые гнейсы
- пегматиты

Рис. 27. План поверхности Октябрьского рудника (масштаб 1:2800)

пегматит прослежен на 200 м, при мощности, достигающей в юго-восточной части 20 м и в северо-западной с поверхности от 2 до 6 м. Промышленный участок встречен в северо-западной части жилы. Мощность ее в этом участке на поверхности от 2 до 3 м и на глубине 18 м от 10 до 14 м. Простирание 125°, оба контакта в данном случае являются висячими, с углами падения 75—80°. Основная масса жилы сложена среднезернистым пегматитом с равномерным распределением составных частей: дымчатого кварца, белого и розового полевого шпата, небольших листочков мусковита и редких зерен турмалина. Среди среднезернистого пегматита имеется зона крупнозернистого; она приурочена к срединным частям жилы, несколько ближе к юго-западному контакту; иногда отдельные крупнозернистые участки встречаются у самого контакта. Эта зона сложена полевым шпатом, кварцем и нередко крупными плитками мусковита; мусковит бурого цвета, иногда он находится в срастании с биотитом; кроме того встречены турмалин, апатит, гранат и берилл.

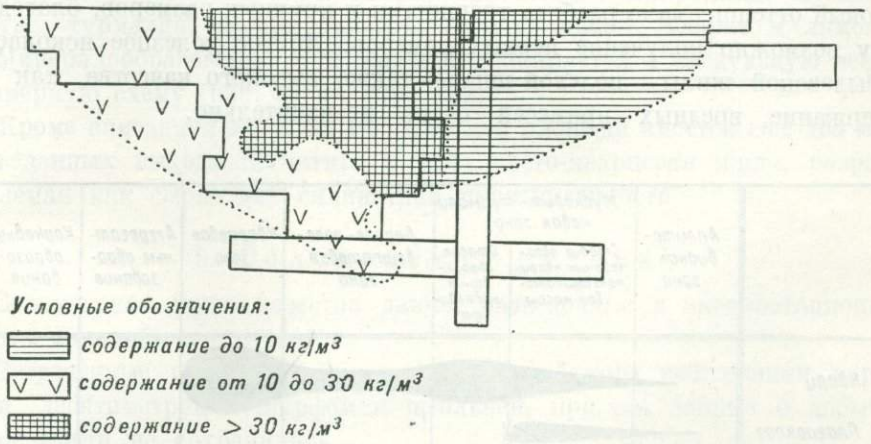


Рис. 28. Схема распределения мусковита в Октябрьском руднике

Затруднением для разведочных и эксплоатационных работ является характер расположения зоны крупнозернистого пегматита, которая недостаточно хорошо выдержана и, как правило, находится в среднезернистом пегматите, с которым дает постепенные переходы. Промышленный участок по поверхности прослеживается на 41 м, но в глубину он тянется всего на 17 м, быстро сходя на-нет (рис. 28). Качество мусковита жилы № 5 по размерам и сохранности одно из лучших для всего месторождения. Добыто из этого гнезда 21 тонна сырца.

8. Бобылевский рудник

Основная Бобылевская жила разведывалась еще в 1903 г. Разведочными и эксплоатационными выработками она прослежена по поверхности на 105 м, мощность ее 3.5 м. Простирание 110° с почти вертикальным падением.

Жила пересечена целым рядом плоскостей смещения, по трещинам которых в некоторых случаях внедрились секущие порфиритовые жилы. Большинство плоскостей смещения имеет почти меридиональное простирание с углом падения, близким 90°; горизонтальная амплитуда смещения от 3 до 12 м, при чем западные части по отношению к восточной бывают смещены на север.

Описанная жила разрабатывалась в западном конце с 1903 г. карьерными работами, сначала на мусковит и позднее в большем объеме — на полевой шпат; при этом мусковит являлся попутной добычей. Лишь в восточной части жилы было обнаружено скопление мусковита, разрабатывавшееся специально на слюду вертикальной шахтой со штреками на горизонтах 12 и 16 м. Размеры промышленного слюдоносного гнезда очень небольшие — по простиранию оно тянется всего на 9 м и на глубину на 15 м.

По качеству бобылевская слюда является одной из лучших на месторождении. Она обладает светлобурым цветом, в толстых пластинах заметен розовый оттенок; мало разбита трещинами и крупных размеров, благодаря чему возможно получение первых номеров. Другое полезное ископаемое Бобылевской жилы — полевой шпат — также высокого качества, так как содержание вредных примесей очень незначительно.

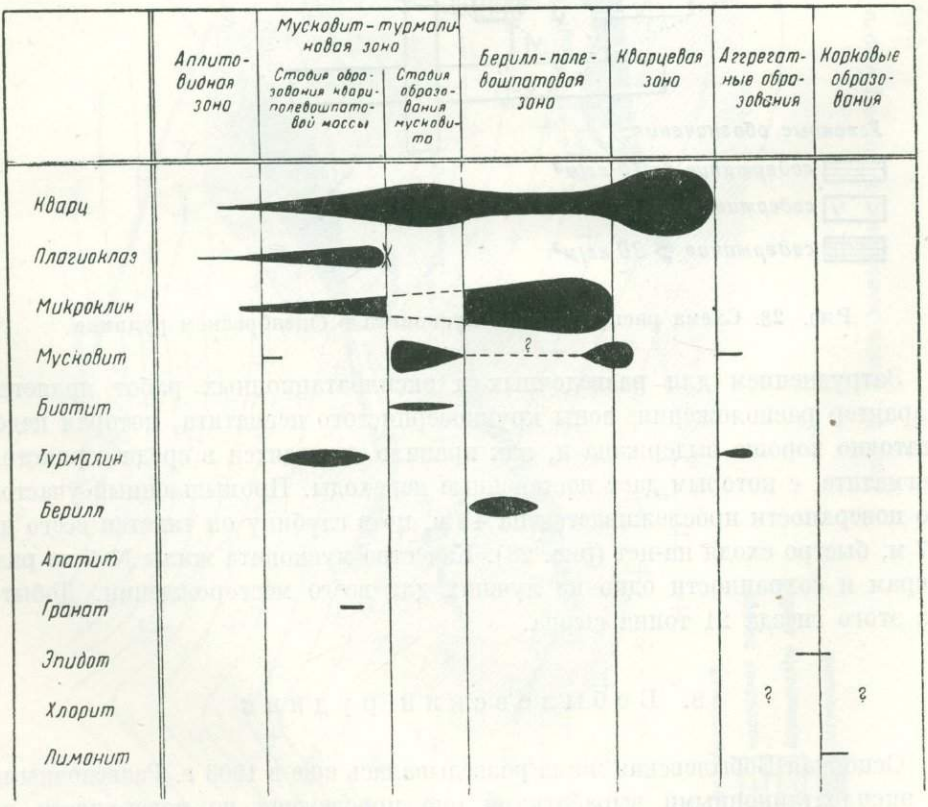


Рис. 29. Минералогическая схема основной жилы Бобылевского рудника

Строение жилы невыдержанное — отдельные зоны залегают часто линзами. У висячего контакта обычно наблюдается зона мощностью до 1—2 см мелкозернистого аплитовидного пегматита; за ней нередко идет зона среднезернистого пегматита мощностью до 1 м; центральную часть, т. е. основную массу жилы, слагает крупнозернистый пегматит, состоящий, главным образом, из розового микроклина с отдельными чечевицеобразными выделениями серого кварца, длиной до нескольких метров. В полевом шпате местами имеется довольно значительное количество кристаллов берилла; крупные кристаллы мусковита встречаются как в полевом шпате, так и в кварце, но чаще в последнем. Таким образом, основная масса промышленного мусковита находится не у контакта, а в 1.5—2.0 м от него.

Из минералов встречены: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, турмалин, берилл, апатит, гранат, эпидот, хлорит и лимонит.

Минералообразование этой жилы комбинируется в следующую весьма примерную схему (рис. 29 на стр. 108).

Кроме описанной жилы на Бобылевской площади имеется еще два мало разведанных выхода пегматита и одна чисто-кварцевая жила, разрабатываемая как сырье для силикатной промышленности.

9. Соломенский рудник[1]

Соломенская жила известна давно; разведочные и эксплоатационные работы начались еще в 1903 г.

Встреченные промышленные участки отработаны небольшими карьерами, десятиметровым шурфом и штольней, при чем данные о добытом сырце почти не сохранились.

По простиранию жила прослежена на 245 м, при чем на северо-запад она выклинивается, а на юго-восток скрывается под наносами в долине 1-го Слюдяного ручья.

Мощность жилы варьирует от 1 до 6 м. Простирание 115—120°, падение на северо-восток 40—50°. В некоторых частях параллельно ей идет небольшая жила мощностью в 1 м. Пегматит пересекается тремя порфиритовыми жилами.

Строение основной пегматитовой жилы, по данным карьерных работ, следующее: в висячем боку за маломощной аплитовидной зоной в 1—2 см идет зона, состоящая из кварца и мусковита с небольшим количеством зерен полевого шпата и красного граната. Пластины мусковита часто вытянуты и длинным ребром ориентированы перпендикулярно плоскости контакта пегматита с гнейсом; мощность этой зоны от 20 см до 1 м. Далее идет зона средне- и крупнозернистого пегматита, состоящего из белого полевого шпата, кварца и небольшого количества мелких пластинок слюды; мощность зоны около 1 м. Центральную часть жилы слагает серый кварц; мощность его 2.5—3.5 м. В лежачем боку обычно имеется зона полевого шпата с небольшим количеством кварца, мощность также 2.5—3.5 м. Такая зональность наблюдается далеко не по всему погону жилы, в некоторых участках имеется лишь мелкозернистая аплитовидная зона и зона равномернозернистого, средне или крупнокристаллического пегма-

[1] См. карту в конце статьи.

тита. Полевошпатовая часть жилы содержит местами большое количество берилла, тогда как турмалин сосредоточен в кварцево-мусковитовой зоне, давая тесные срастания с кварцем.

Из минералов встречены: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, турмалин, апатит, берилл, уранит, барицкит, каолинит и дендриты окислов марганца.

Необходимо отметить, что в отвалах штольни встречены штуфы грейзена, состоящего из мусковита, турмалина, полевого шпата, кварца и граната. Состав и, видимо, характер образования грейзена аналогичен описанной выше кварц-мусковитовой зоне висячего бока Соломенской жилы. Сходство этих двух образований еще больше подчеркивается одинаково зеленовато-бурой окраской мусковита и наличием марганецсодержащего граната; отличием является лишь крупность зерна.

Строение Соломенской жилы укладывается в следующую схему (рис. 30).

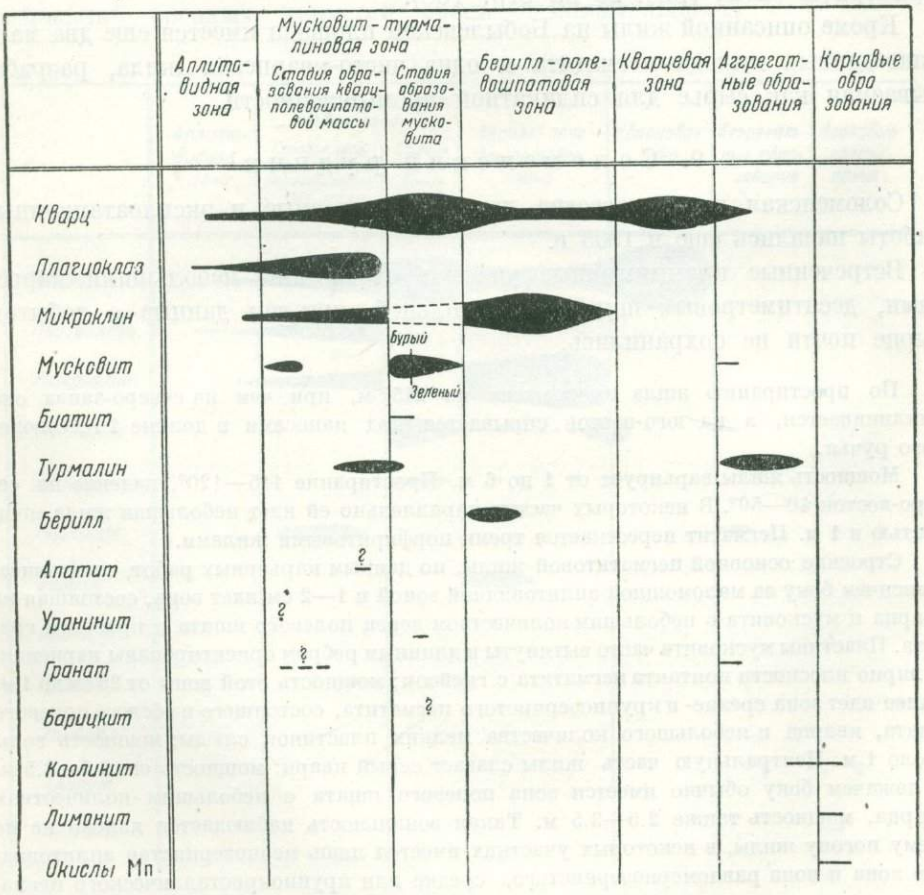


Рис. 30. Минералогическая схема Соломенской жилы № 1

10. Петропавловская, Елинская и Федоровская заявки

По склону левого берега 2-го Слюдяного ключа, против Случайного рудника, имеется несколько жил, относимых к различным заявкам. Эти жилы находятся непосредственно на продолжении по простиранию наиболее богатых жил № 3 и 4 (Случайный рудник), благодаря чему к ним имелся постоянный интерес, так как была возможность нахождения продолжения этого богатого участка. Но детальные поисковые и разведочные работы этих ожиданий не оправдали.

Петропавловская жила прослежена по простиранию на 270 м, при мощности от 2 до 4 м. В юго-восточную сторону жила нормально выклинивается, в северо-западную — скрыта под наносами Слюдяного ключа. Простирание жилы 155°, падение на северо-восток под углом 45° до 60°, реже 70—80°.

В описываемой жиле разведочными работами вскрыты два участка с наличием мусковита промышленного размера. Юго-восточный участок протяжением в 40 м в результате детального опробования с поверхности оказался очень невыдержанным, хотя отдельные точки показывали насыщение до 20 кг/м³. Северо-западный участок длиной 41 м вскрыт эксплоатационным карьером; в карьерных отработках имеется мусковит очень хорошего качества, но с весьма неравномерным насыщением, в среднем лишь 5 кг/м³. На глубину ослюденение прослеживается на 25 м, но ниже почвы эксплоатационного карьера оно непромышленно. Всего добыто из этого гнезда 8 т сырца.

В эксплоатационном карьере № 1 жила имеет следующее строение: у висячего контакта мелкозернистая аплитовидная зона; рядом с ней идет зона среднезернистого пегматита, сложенного белым полевым шпатом и серым, реже дымчатым кварцем, с мелкими (от 1 до 4 мм²) листочками зеленой слюды. На расстоянии 5—10 см от висячего контакта начинают появляться участки и кристаллы красного полевого шпата пегматит соответственно становится крупнозернистым. Красный полевой шпат или чист от включений, или содержит письменные вростки серого и дымчатого кварца. Мусковит находится большей частью с белым полевым шпатом и реже с красным. Биотит залегает по трещинам пегматита в виде «лент», при чем пересекает как белый, так и розовый полевой шпат. Лежачий бок жилы не вскрыт.

Среди крупнозернистого пегматита иногда встречаются отдельные участки среднезернистого, а также линзы чистого кварца и почти чистого полевого шпата. В юго-восточном конце жилы за 20—30 м до выклинивания пегматит становится мелкозернистым, при чем на этом участке он содержит большое количество пластинчатообразных скоплений листочков биотита. Из минералов в Петропавловской жиле встречены: кварц, плагиоклаз (в мусковитоносном участке № 18—20), микроклин, мусковит, биотит, турмалин, гранат, хлорит (по биотиту).

Описываемая жила укладывается в схему (рис. 31 на стр. 112).

В северо-западной части Петропавловской заявки имеются четыре полузасыпанные выхода пегматита, которые, по всей вероятности, относятся к ранее называемой Елинской заявке; в виду плохой обнаженности эти жилы минералого-петрографическому обследованию не подвергались.

Федоровская заявка представлена двумя жилами, которые

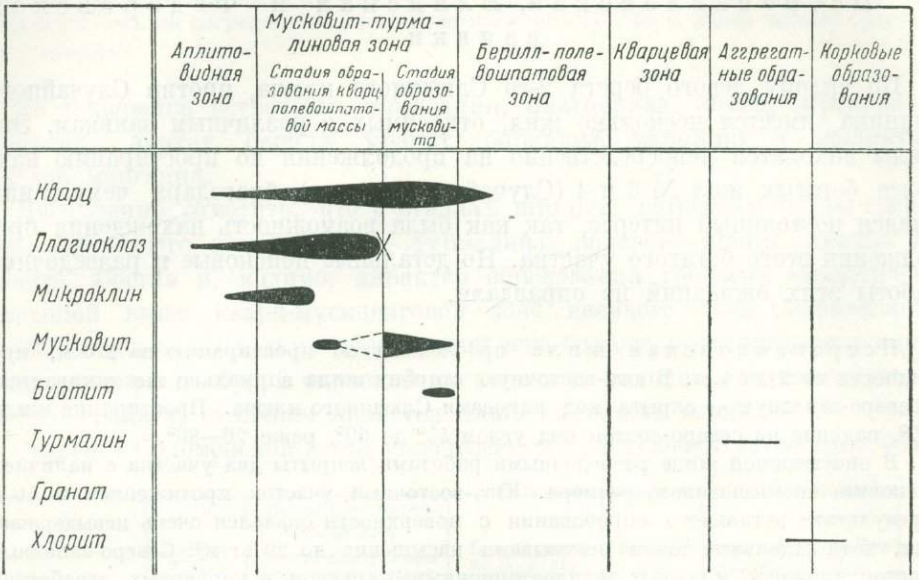


Рис. 31. Минералогическая схема Петропавловской жилы

по условиям залегания и строению пегматита очень похожи на вышеописанную Петропавловскую жилу (рис. 32).

Обе жилы приурочены к одному пласту биотитового гнейса и идут почти параллельно одна другой. Простирание их от 125 до 170°, падение на северо-восток под углом 50—65°, реже 45—48° и 70—80°. Северо-восточная жила вскрыта на 240 м, юго-западная на 135 м. В северо-западном направлении они прослежены до выклинивания; в юго-восточном направлении юго-западная жила выклинивается, а северо-восточная разведана не до конца. Пегматиты обеих жил крупнозернистые; состоят из красного полевого шпата и кварца с мусковитом и турмалином.

В центральных частях пегматита иногда встречаются отдельные небольшие линзы чистого полевого шпата и линзы чистого кварца. В двух участках имеются хорошие пластины мусковита промышленных размеров, но максимальное встреченное насыщение лишь 7 кг/м³.

11. Площадь вокруг Марковского и Соломенского рудников[1]

Эта площадь являлась объектом разведочных работ 1931 г. Основные черты ее геологического строения таковы: среди плагиоклазовых пород находятся несколько линзообразных пластов гнейсов, главным образом, биотитовых, которые прорезаются пегматитовыми жилами. Весь этот комплекс в свою очередь пересекается более поздними жилами порфиритовых

[1] См. карту в конце статьи.

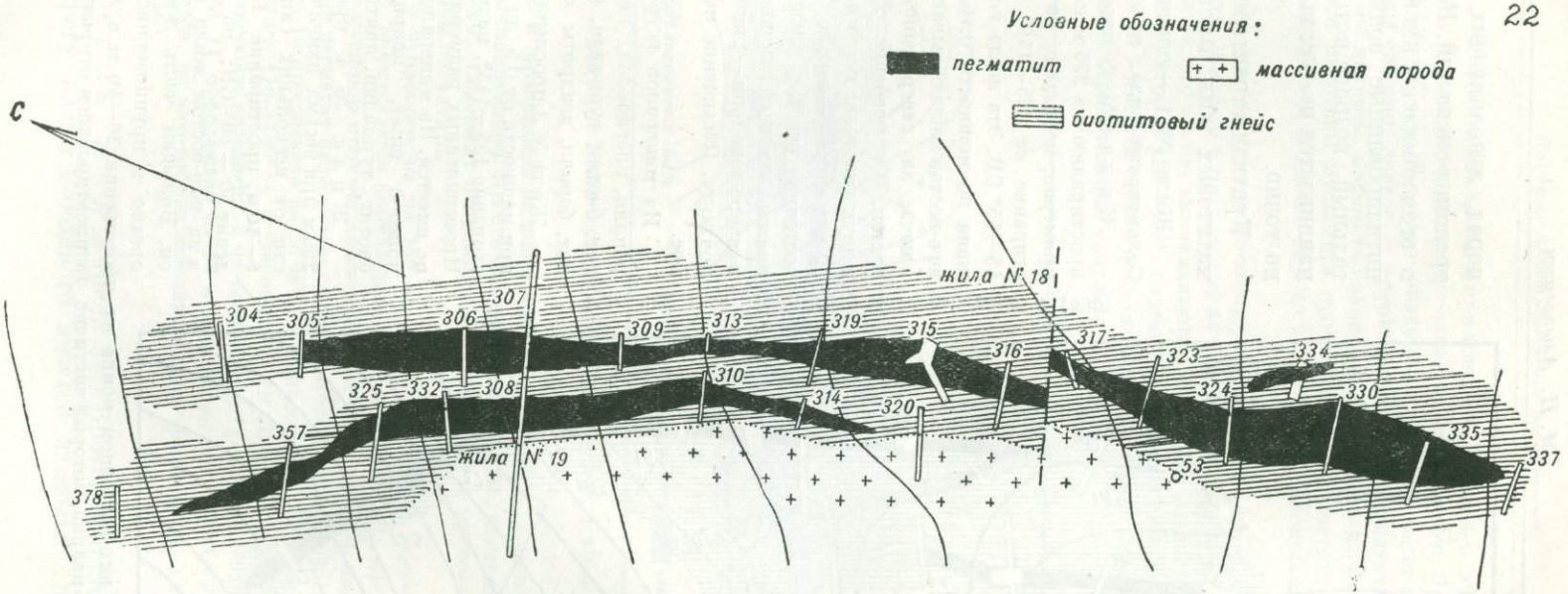


Рис. 32. План Федоровской заявки (масштаб 1:150)

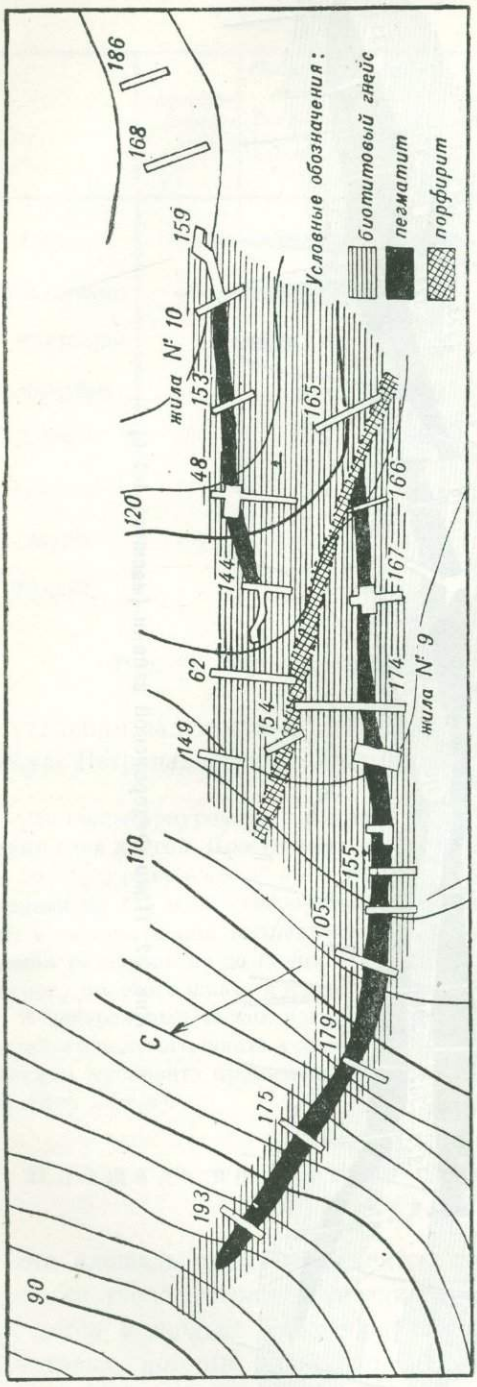


Рис. 33. План жил № 9 и 10 (масштаб 1:1330)

пород, заполняющих зачастую трещины смещений. Кроме того, в этом комплексе имеются милонитизированные зоны, относительный возраст которых устанавливается не всегда достаточно точно.

Краткая характеристика пегматитовых жил такова:

Жила № 1 — описанная выше Соломенская жила.

Жила № 2 прослежена по простиранию на 275 м с перерывом, примерно, посредине на 10 м. Простирание ее 125—140° с падением 45—55° СВ. Эта жила весьма выдержана по мощности 0.65—1.5 м. На юго-восток жила обрывается долиной ключа, на северо-запад выклинивается. Ослюденение сосредоточено в двух участках: первый длиной 50—60 м и второй — около 30 м. В юго-восточном участке слюда распределяется по всей мощности жилы; в северо-западном — лишь у висячего контакта. Насыщение непромышленное.

Из минералов встречены: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит, гранат, берилл, дендриты окислов Mn.

Жила № 3 прослежена на 175 м при мощности от 0.5 до 0.7 м, простирание 135—145°, падение 55° СВ: Промышленных размеров мусковита не имеется. Из минералов встречены: полевой шпат, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит, гранат.

Жила № 4 прослежена на 200 м при весьма изменчивой мощности от нескольких сантиметров до 8—10 м; простирание 120—135°; падение 50 — 80° СВ; на северо-запад и на юго-восток жила выклинивается. Большая часть жилы сложена средне и крупнозернистыми пегматитами и только в юго-восточном конце на протяжении 30—40 м в висячем боку имеется зона белого кварца, который частично эксплоатировался открытым карьером.

Ж и л а № 5 прослежена на 140 м при мощности от 2 до 4 м; в юго-восточном конце она сливается с жилой № 4; на северо-запад выклинивается. Простирание ее 125—135°, падение 50—60° СВ. В северо-западной части жила имеет симметричное строение; зальбанды сложены средне- и крупнозернистыми пегматитами, а центральная часть выполнена кварцем, мощность кварцевой зоны до 1.5 м. У висячего бока в пегматите имеются пластины мусковита промышленных размеров; мусковит хорошего качества, но насыщение его всего от 3 до 6.5 кг/м³ (на одометровую мощность ослюденелой зоны).

Ж и л ы № 6 и 7 идут на расстоянии 8—17 м друг от друга, несколько расходясь на северо-запад. Жила № 6 прослежена на 95 м, жила № 7 — на 110 м; обе жилы на северо-запад и на юго-восток выклиниваются. Мощность их около 1.5 м; простирание первой 110—115°, второй 120—130°, падение на северо-восток под углами, близкими к 60°. По жиле № 7 имеется старая обвалившаяся штольня. Поверхностная разведка на мусковит дала отрицательные результаты.

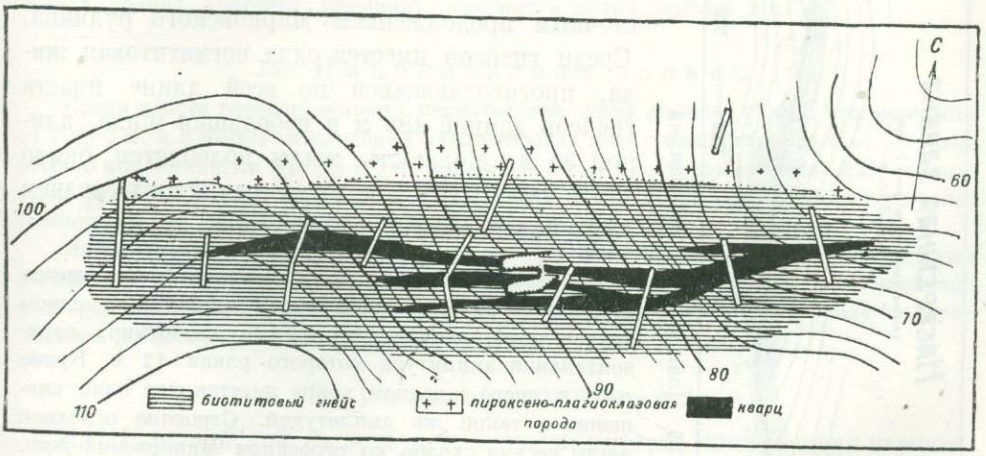


Рис. 34. План кварцевых жил (масштаб 1:1668)

Ж и л а № 8 прослежена на 200 м, при мощности от 5 до 10 м; оканчивается она нормальным выклиниванием. Простирание жилы 115—135°, падение на северо-восток под углом 50—60°. Содержит непромышленное количество мусковита, который залегает по трещинам пегматита.

Ж и л а № 9 прослежена на 150 м; мощность 2—4 м; простирание 115—150°, падение 50° СВ; оканчивается нормальным выклиниванием. На протяжении 25—30 м жила содержит мусковит промышленного размера с насыщением менее 1 кг/м³. В юго-восточном конце пегматит пересекается порфиритовой жилой (рис. 33).

Ж и л а № 10 прослежена на 75 м при мощности 0.5 м, в оба конца выклинивается; простирание 110—135° с падением 50° СВ. В жиле имеется мусковит промышленных размеров с насыщением не более 1 кг/м³ (карта 33).

Ж и л а № 11 прослежена на 20 м при мощности до 10 м; на северо-запад она резко обрывается, на юго-восток выклинивается, разбиваясь на ряд прожилков. Простирание 140°.

К в а р ц е в ы е ж и л ы (рис. 34). Против Марковского рудника по левому берегу ключа Слюдяного имеется несколько кварцевых жил,

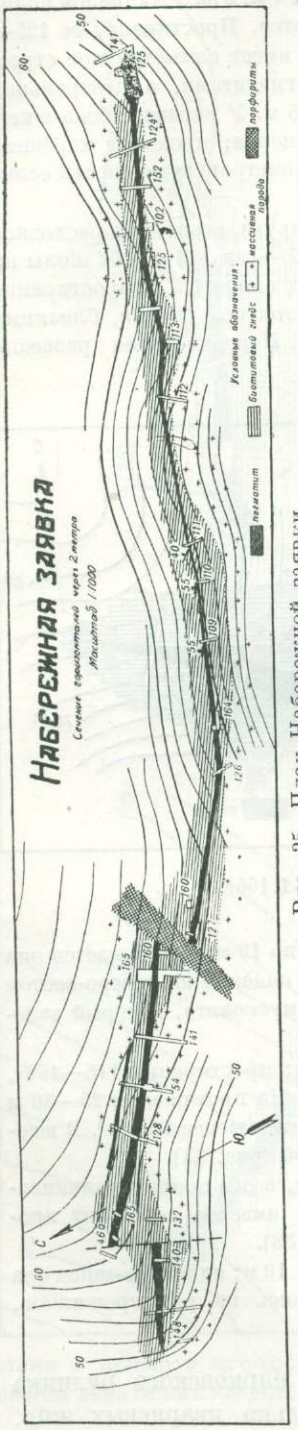


Рис. 35. План Набережной заявки

которые в западной части сходятся в одну жилу. Простирание их 220—230° с падением 65° ЮВ. Максимальная длина жил 150 м. Мощность их от 1 до 3 м. Кварц представлен белой, серой и дымчатой разностями; он добывается открытыми работами для силикатной промышленности. Иногда среди кварца имеются пластинчатые включения биотита.

12. Набережная заявка

Полоса биотитовых гнейсов Набережной заявки является, по всей вероятности, юго-восточным продолжением Марковского рудника. Среди гнейсов имеется одна пегматитовая жила, протягивающаяся по всей длине пласта гнейсов длиной 485 м и небольшая жила длиной 30 м. Мощность жилы колеблется около 1 м — от 0.5 до 1.7 м; простирание их в среднем 125°, падение от 35 до 60° (рис. 35).

В северо-восточном конце пегматит пересекается в двух местах порфиритовыми жилами; в одном случае порфирит занимает трещину смещения, горизонтальная амплитуда которого равна 12 м. Кроме того, в северо-западном конце имеется еще одно смещение с такой же амплитудой. Строение основной жилы весьма сходно со строением Марковских жил. Отличием является меньшая выдержанность кварцевой зоны, а также местами большое скопление кристаллов турмалина. В жиле имеется наличие мусковита промышленного размера и неплохого качества, но насыщение его обычно не превышает 3—5 кг/м³.

13. Даниловская заявка—Приканский участок

От Даниловской заявки до Приканского участка тянется одна большая пегматитовая жила длиной 2 км при мощности от 5 до 55 м. Она вскрыта разведками на Даниловской заявке, 8-й точке, 12-й точке, 8-й линии геологической шурфовки и на Приканском участке. Жила разбита смещениями на ряд обрывков. Участок жилы на Даниловской заявке, возможно, является самостоятельным выделением пегматита, располо-

женным близ главной жилы, но не исключена также возможность, что он является смещенной частью большой жилы. Простирание пегматита 115°. На северо-запад жила разбивается на ряд прожилков и выклинивается, на юго-восток разведка еще не закончена.

В виду сильной выветрелости пегматита трудно выявить строение жилы, можно лишь указать, что в большей части она сложена равномернозернистым, крупно- и реже среднекристаллическим пегматитом. На Даниловской заявке среди крупнокристаллического пегматита имеются участки с пластинами мусковита промышленных размеров, но насыщение менее 2 кг/м³. Кроме того, наблюдаются отдельные участки довольно чистого полевого шпата. В северо-западном же конце, в районе точки 12-й, в центральной части жилы имеется линзообразная зона кварца, которая являлась предметом эксплоатации.

Из минералов встречены: полевой шпат, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит, гранат, арагонит, каолинит, лимонит и пятна окислов Mn.

14. Николаевская заявка

Среди пласта гнейсов вскрыта пегматитовая жила длиной 1000 м при мощности от 1 до 3 м, а в местах ответвления параллельных жил с мощностью до 6 м. Апофизы обычно мощностью от 0.5 до 1.5 м, длиной до 40 м; простирание жилы 120° с падением 20—45° СВ. На юго-восток жила теряется под наносами, а на северо-запад разбивается на мелкие прожилки и выклинивается.

Жила сложена средне- и крупнокристаллическим, обычно равномернозернистым пегматитом. В жиле имеется участок с наличием пластин мусковита промышленных размеров и качества, но с непромышленным насыщением. Пегматит пересекается двумя жилами роговообманкового порфирита.

15. Первомайская заявка

На Первомайской разведочной площади имеется одна мощная пегматитовая жила и две небольших жилы.

Простирание основной жилы 135°, падение от 30 до 90° СВ. Мощность жилы в юго-восточном конце около 4 м; к северо-западу она постепенно увеличивается и близ 2-го Слюдяного ключа, который ее обрывает, достигает 20—25 м. По простиранию жила прослежена канавами на 320 м; в северо-западном конце она подсечена штольней, которая попала в район смещения (северо-западная часть по отношению к юго-восточной смещена на юго-запад). По трещинам, возникшим от смещения, имеются порфиритовые жилы. Благодаря отсутствию промышленного насыщения проходка штольни была остановлена. В северо-западной части ближе к средине имеется еще небольшое смещение с горизонтальной амплитудой около 8 м.

Пегматитовая жила имеет обычно следующее сложение: у контактов мелкозернистый пегматит нередко с отдельными прослоями биотитового гнейса, иногда с большим скоплением мелких листочков мусковита. Затем идет равномернозернистый пегматит, иногда со среднезернистым, но чаще с крупнозернистым сложением.

Из минералов встречены: плагиоклаз, микролин, кварц и турмалин; слюда представлена мусковитом и биотитом. Биотит часто располагается по трещинам пегматита в виде пластинчатых выделений; нередки срастания биотита с мусковитом. Мусковит обычно темный, сильно пятнистый, дающий пластины до 10×12 см, насыщенные не более 1 кг/м³.

16. Сергеевская и Михайловская заявки

Среди биотитовых гнейсов, зажатых в полевошпатовых породах, имеются две мощные пегматитовые жилы (рис. 36).

Северо-восточная жила известна в юго-восточной части под названием Михайловской, в центральной части — Верхне-Сергеевской и в северо-западной части, около р. Кан, — как «жила Гигант».

В юго-восточой части она разведана по простиранию канавами и Михайловским шурфом на глубину 12 м. В обе стороны от разведанного участка она скрыта под наносами (до Верхне-Сергеевских карьеров на протяжении 310 м). В районе Верхне-Сергеевских карьеров жила прослежена выработками по простиранию на 150 м, дальше же на северо-запад до самой р. Кан прослеживается по обнажениям; около Кана имеется небольшая карьерная добыча полевого шпата; в общей сложности жила прослеживается на 1 150 м при мощности от 3 м на юго-востоке, 15—17 м в средней части и до 50 м в северо-западной части около р. Кан. На юго-восток разведка жилы не закончена; на северо-запад она переходит на правый берег р. Кан, где в 1932—1933 гг. велись карьерные работы по добыче полевого шпата. Простирание жилы 130—140° с падением на северо-восток.

На всем этом погоне в разных участках жила имеет различное строение. Большая ее часть представлена средне- и главным образом крупнозернистым пегматитом, в котором имеются отдельные скопления чистого серого, молочного, а иногда и темнодымчатого кварца, а также белого и голубоватого чистого микроклинпертита. В некоторых участках наблюдается пегматит с совершенной письменной структурой (рис. 46). Мусковит встречается в небольшом количестве в виде пластин, сросшихся с биотитом, расположенных по трещинам пегматита, и лишь в участке Михайловской заявки содержание его несколько повышено, но обогащенный участок очень небольших размеров, он заключал в себе лишь 0.5 т сырца. Вся остальная часть жилы имеет ничтожное насыщение. Из минералов встречены; микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит, гранат, берилл, каолинит и лимонит.

Юго-западная жила в юго-восточной половине прослежена поверхностной разведкой на 640 м, далее на северо-запад она прослеживается по обнажениям до р. Кан около 400 м, разведка по простиранию еще не закончена. Эта жила, начинаясь в северо-западной части мощной дайкой (мощность 20—30 м), примерно посредине разбивается на пять жил с мощностью от 0.7 до 7 м. В участках с большей мощностью (северо-западная часть) жила по строению аналогична северо-восточной жиле; в разветвленных же частях размеры минералов мельче, обычно преобладает среднезернистый пегматит, содержащий лишь отдельные участки крупнозернистого. В нескольких точках пегматит содержит мусковит с пластинами промышленного размера, но насыщение не превышает 3—7 кг/м³.

Встречены следующие минералы: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит и гранат. Пегматиты пересечены в трех местах жилами порфиритов.

Схема строения обеих жил довольно хорошо укладывается в диаграмму (рис. 37 на 119 стр.).

17. Заявка «Точка № 15»

На точке № 15 разведкой 1931 г. вскрыты две пегматитовые жилы, разбитые на несколько обрывков секущей порфиритовой жилой. Простирание пегматитов 160°,

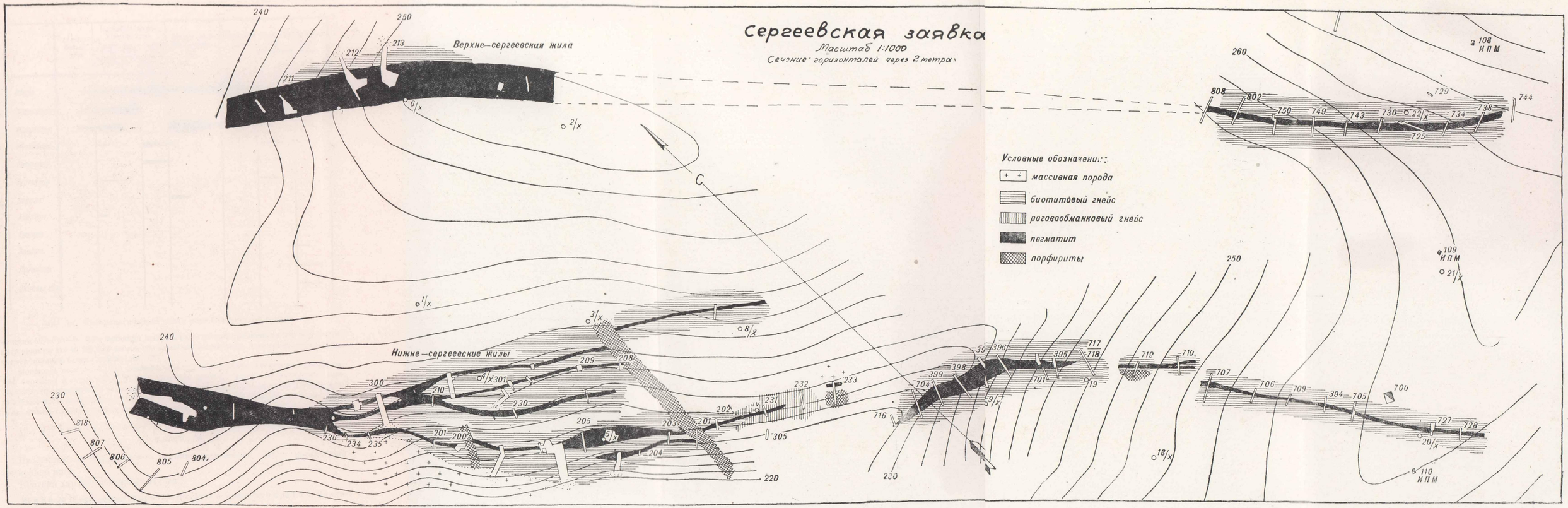


Рис. 36. Минералогическая схема жил Сергеевской заявки

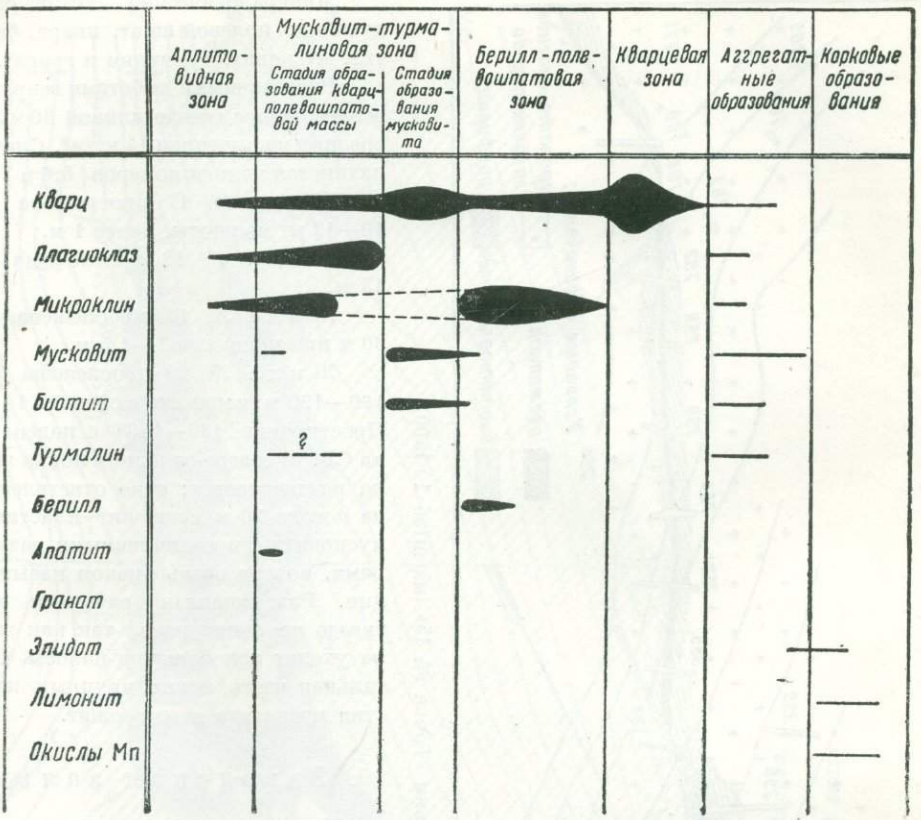


Рис. 37. Минералогическая схема жил Сергеевской заявки

падение 50—60° СВ. Юго-западная жила вскрыта по простиранию на 300 м и северо-восточная на 110 м. На юго-восток обе жилы выклиниваются, а на северо-запад обрываются долиной Талого ключа (рис. 38).

Мощность жил 40—65 см; сложены они крупнозернистым пегматитом с мусковитом, биотитом и турмалином. В двух участках имеются кристаллы мусковита с пластинками промышленного размера; более интересным в промышленном отношении оказался юго-восточный участок длиной в 27 м, с насыщением 36 кг/м³, но разведка показала, что на глубину насыщение быстро уменьшается.

18. Площадь между Масиковским рудником и точкой № 15

На восток от Масиковского рудника разведками 1932 г. прослежено несколько жил.

Краткая характеристика их такова:[1]

Жила № 16 прослежена по простиранию на 65 м; мощность 0,8 до 1,5 м. Простирание 130°, падение 50° СВ.

[1] Номера жил оставлены принятые восточносибирским ГРТ.

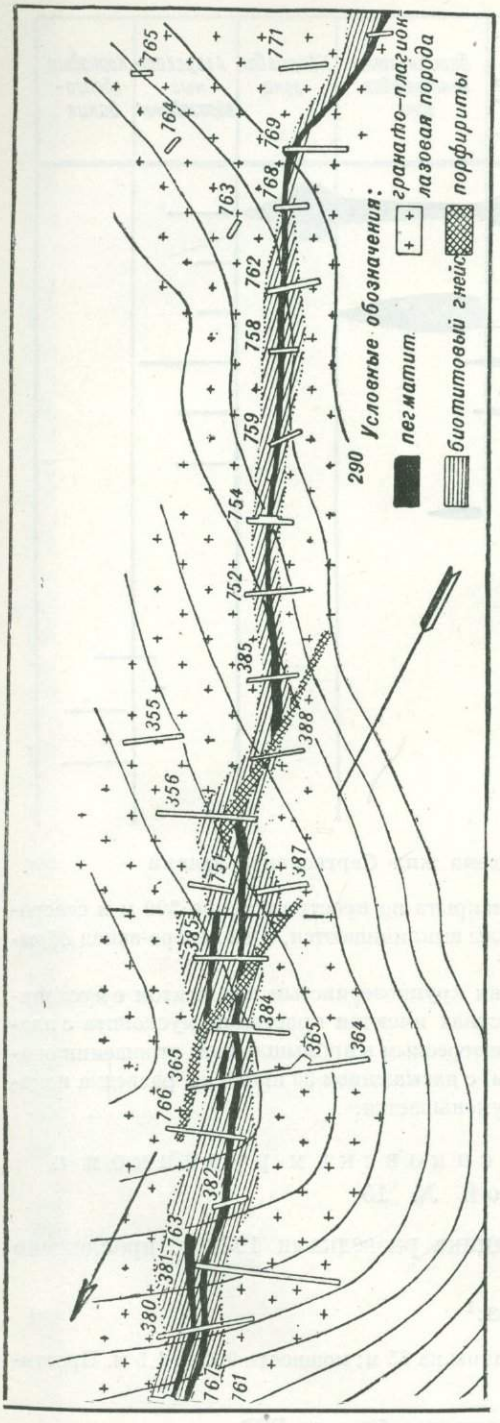


Рис. 38. План заявки «Точка № 15» (масштаб 1 : 1500)

Минералогический состав следующий: полевой шпат, кварц, биотит, мусковит, турмалин и гранат.

Разведочными работами вскрыто ослюдененное гнездо длиной 30 м со средним насыщением 14 кг/м³. Слюда пятнистая мелких номеров (5,6 и 7).

Жила № 17 прослежена на 10—12 м, мощность менее 1 м.

Жила № 18 прослежена на 13 м.

Жила № 19 прослежена на 30 м при мощности 1—1,5 м.

Жила № 20 прослежена на 180—190 м; мощность в среднем 18 м. Простирание 130—140° с падением на СВ. В северо-западном конце жила раздваивается; одно ответвление на погоне 20 м содержит пластины мусковита с промышленными размерами, но при очень низком насыщении. Разведочными работами это гнездо не оконтурено, так как жила уходит под большие наносы. Остальная часть жилы крупных пластин мусковита не содержит.

19. Заводская заявка

Начало пробных добычных работ по Заводской заявке видимо относится к 1848 г.; по данным разведки 1932 г. видно, что на заявке имеется одно пегматитовое тело правильной штокообразной формы. Пегматиты прослежены по простиранию на 170 м при мощности от 20 до 50 м. Простирание примерно широтное, падение на север. В восточной половине шток разветвляется на две части (рис. 39).

Без достаточной поверхностной разведки и опробования пегматитовое тело пробовали разведывать на глубине двумя штольнями. Верхняя штольня была заложена в южной

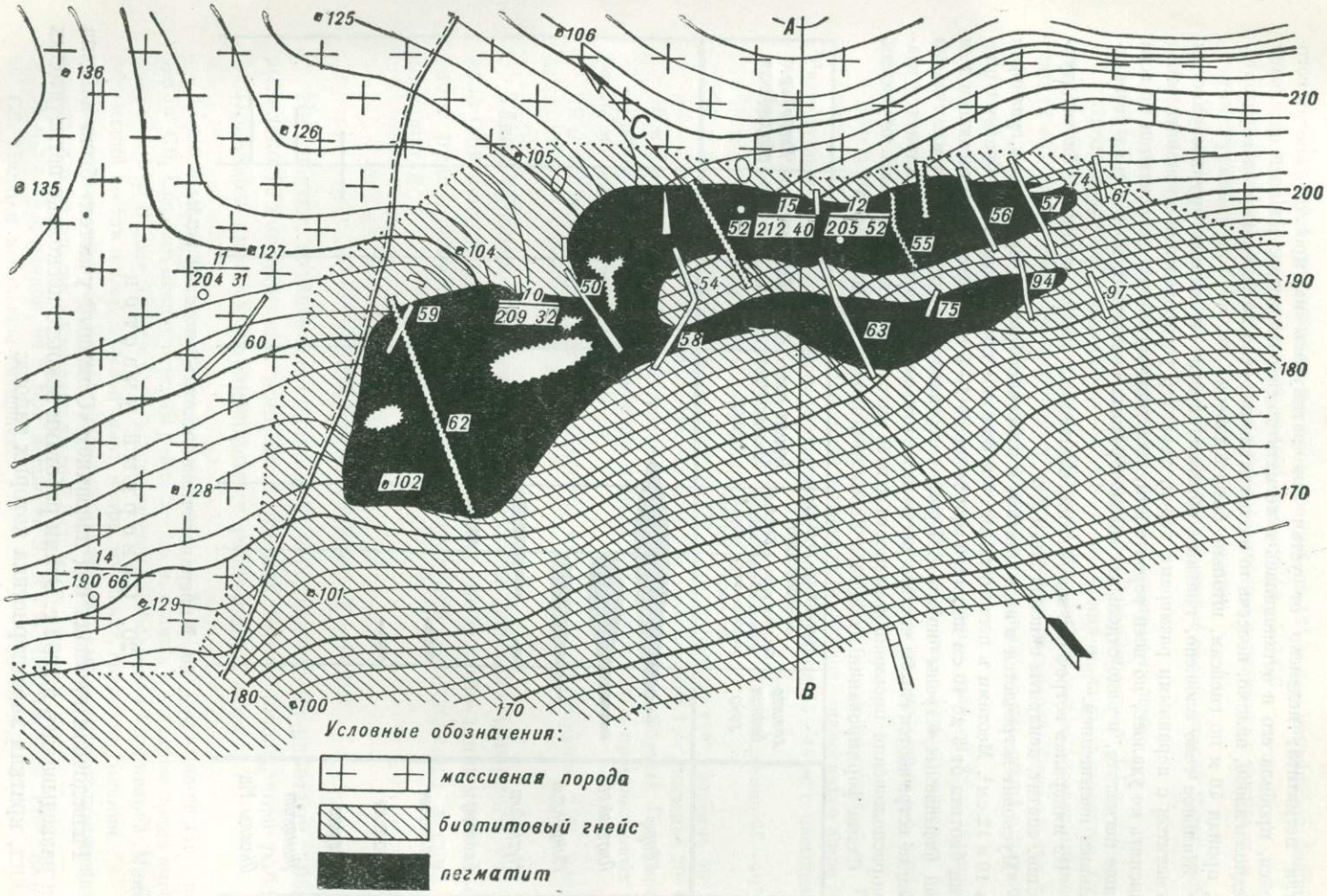


Рис. 39. План Заводской заявки (масштаб 1.1500)

ветви пегматита; недалеко от устья она наткнулась на прослой биотитового гнейса, пробила его и остановилась в пегматите северной ветви. Нижней штольней предполагалось, видимо, подсечь то же пегматитовое тело на более низком горизонте, но, пройдя 40 м по гнейсам, штольня была брошена.

Жильное тело сложено, главным образом, средне- и частью крупнозернистым пегматитом с неравными размерами зерен, характер распределения мусковита точно выяснить не удалось, по всей вероятности, пластины мусковита встречаются по всей толще пегматита, в виде отдельных гнездообразных скоплений, но с весьма незначительным насыщением.

Из минералов встречены: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, турмалин, апатит, дендриты окислов Mn и Fe.

Мусковит встречается в виде плитко- и пластинообразных кристаллов, размером до 10 и 12 см². Местами в пегматите имеется большое количество лентообразных пластин биотита от 3 до 10 см шириной при толщине 1—5 мм и длине, достигающей 1 м (так называемые «стрелы биотита»). Кроме того, надо добавить, что в отвалах канав иногда встречаются глыбы чистого пегматита с письменной структурой; характер взаиморасположения письменной разности со всей массой пегматита выяснить не удалось.

Схема формирования пегматита Заводской заявки такова (рис. 40).

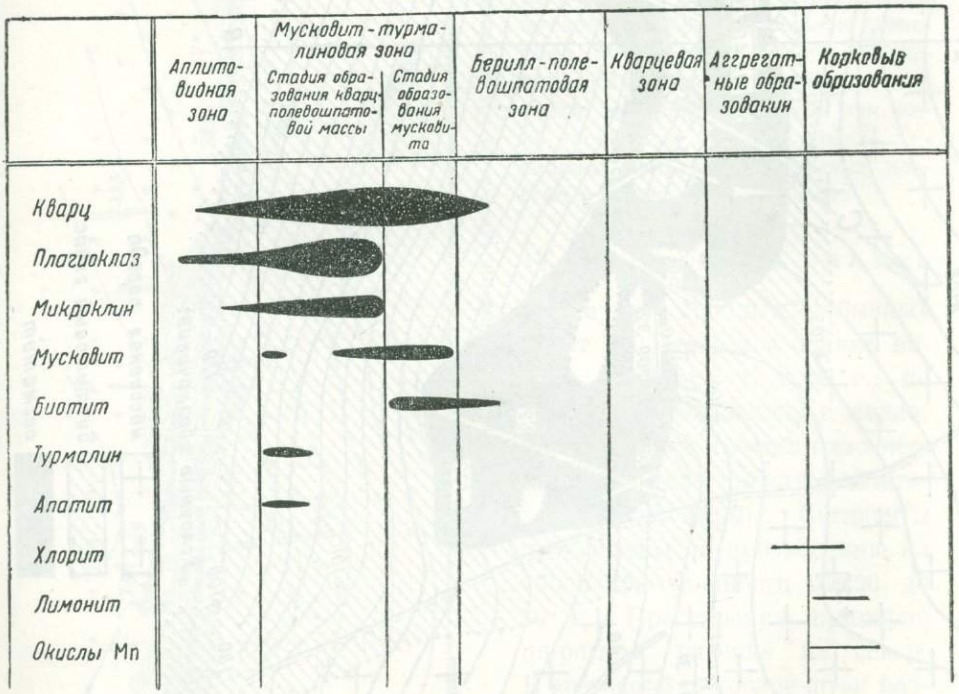


Рис. 40. Минералогическая схема Заводской жилы

20. Северный участок

Разведочная площадь под названием «Северный участок» была найдена и разведывалась в 1932 г. Этими работами вскрыто несколько пегматитовых жил, краткая характеристика которых такова:

Жила № 1 прослежена по простиранию на 124 м при изменчивой мощности от 1.5 до 4 м. Простирание от 107 до 140°, падение 40—50° СВ.

Основная масса жилы отложена крупнозернистым пегматитом с мусковитом, биотитом, турмалином, бериллом, гранатом, каолинитом.

Разведочными работами вскрыто одно ослюдененное гнездо длиной 15 м с насыщением до 10 кг/м³.

В двух местах пегматит пересекается порфиритовыми жилами.

Жила № 2 прослежена по простиранию на 50 м; мощность от 1.4 до 2.0.

Простирание 140°, падение 50—55° СВ. В оба конца жила выклинивается. Строение жилы зональное: у контактов наблюдается мелкозернистый аплитовидный пегматит (2 см), затем идет зона мелко- и крупнозернистого пегматита, центральная часть сложена зоной молочнобелого кварца. Минералогический состав жилы следующий: полевой шпат, кварц, мусковит, турмалин и гранат.

Разведочными работами вскрыто ослюдененное гнездо, длиной 32 м, давшее по канавным работам среднее насыщение в 24 кг/м³, но попытки рудоуправления разведать жилу на глубину показали, что ослюденение весьма не выдержано и с глубиной исчезает.

Жила № 3 прослежена по простиранию на 58 м, при мощности 3—4 м. Простирание 140°, падение 56° СВ. Строение пегматита зональное, аналогичное жиле № 2. Разведочными работами вскрыто ослюденелое гнездо длиной 15—16 м с насыщением 7—8 кг/м³.

Жила № 4 прослежена на 158 м. Простирание 140—170°, падение 30—40° СВ.

Жила № 5 длиной 98 м при мощности 1 м.

Жила № 6 длиной 24 м, мощность 1.3 м, простирание 140°, падение 46° СВ.

Жила № 7 длиной 20 м, мощность до 1.5 м, простирание 150°, падение 20° СВ.

Жила № 8 длиной 14 м, мощностью 2 м (линзовидной формы). Простирание 20°, падение 38° СВ; встречено гнездо длиной 8 м с мусковитом промышленных размеров, но насыщение менее 10 кг/м³.

Жила № 9 длиной 122 м, мощностью менее 1 м; простирание 270°, падение 52°СВ.

Таким образом, детальная поверхностная разведка Северного участка дала одну заслуживающую внимания жилу, но и та по данным небольших работ рудоуправления оказалась в отношении ослюденения весьма непостоянной.

21. Правый берег р. Кан

На участке, охваченном поисковыми и разведочными работами 1932 г. выявлено 12 пегматитовых жил, на 6 из них велись разведочные работы. Приводим краткую характеристику разведанных жил.

Жила № 1 прослежена по простиранию на 85 м. Простирание ее 115°, падение 50° СВ. Средняя мощность жилы равна 2—2.5 м, и лишь в западном конце имеется раздув до 4 м. В центральной части жилы имеется обособленная зона кварца. Минералогический состав жилы: полевой шпат, кварц, мусковит, гранат и турмалин.

На протяжении 8—9 м по простиранию жила содержит мусковит с промышленными размерами пластин, но насыщение всего 7.5 кг/м³.

Жила № 2 длиной 90 м при мощности 3—3.5 м. Простирание 120°, падение 60° СВ. Имеется небольшое смещение.

Жила № 3 длиной 60 м при мощности до 5 м. Простирание 130°, падение 55° СВ.

Жила № 4 прослежена по простиранию на 45 м. Мощность до 2 м; простирание 120°; падение 55° СВ; содержит крупные пластины мусковита, но в непромышленном количестве.

Жила № 5 длиной 10—12 м, мощность 0.3—0.4 м; простирание 130°, падение 70° СВ.

Жила № 6 длиной 40 м. Мощность 3—5 м, простирание 165°, падение 40° СВ.

Жила № 7 имеет неправильную линзообразную форму, мощность до 30 м. По простиранию прослежена на 50 м. Минералогический состав: полевой шпат, кварц, мусковит, гранат и циркон (?). Благодаря значительному скоплению чистого полевого шпата (микроклина) интересна в отношении добычи последнего.

Таким образом на правом берегу р. Кан жил, интересных в отношении добычи мусковита, до сих пор еще не найдено.

22. Усовская заявка

На Усовской заявке встречено две пегматитовых жилы.

Жила № 1 прослежена по простиранию на 100—120 м, мощностью 2—4 м. Простирание ее 270—280°, падение 40—50° СВ. Жила сложена крупнозернистым пегматитом. Минералогический состав пегматита: полевой шпат, кварц и биотит.

Жила разрабатывалась карьерами на полевой шпат и кварц, которые встречаются в виде довольно чистых обособлений.

Жила № 2 совершенно не разведана; по естественному выходу видно, что мощность ее достигает 20—30 м. Простирание 120—130°.

Пегматит мелко- и среднезернистый, иногда с письменной структурой. Минералогический состав: полевой шпат, кварц и мусковит; последний имеет размеры до 3 см. Промышленного интереса не представляет.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

А. Метаморфические породы

1. Сланцеватые породы

а. Биотитовые гнейсы

Биотитовыми гнейсы называются по обилию биотита темного цвета; они обладают сланцеватостью, которая обязана параллельной ориентировке чешуек биотита; иногда на ряду со сланцеватостью имеется слоистость, выражающаяся в том, что слои, обогащенные биотитом, перемежаются с лейкократовыми слоями. Обычно ориентировка слоистости со сланцеватостью совпадает, но в виде исключения встречен случай, когда слоистость имела направление, отличное от сланцеватости и от общих элементов залегания породы.

Сланцеватость и слоистость породы иногда не очень правильные: наблюдаются линзообразные выделения лейкократовых составных частей — полевого шпата и особенно кварца; во многих случаях они инъекционного про-

исхождения (рис. 41); наблюдаются также и линзообразные скопления биотита. В некоторых случаях сланцеватость и слоистость отсутствуют полностью, благодаря чему такой гнейс можно назвать массивным; в таком случае характерным является меньшее количество биотита, а поэтому и более светлая окраска этих разновидностей. Иногда биотит концентрируется в виде мелких гнездообразных скоплений, давая, таким образом, гломеробластическое строение; в некоторых случаях такие скопления приобретают довольно правильные шарообразные формы. Таким образом, в биотитовых гнейсах Канского месторождения необходимо различать следующие текстуры: сланцеватая с разновидностями, пластинчатая, линзовидная и слоистая; и массивные с разновидностями хаотическая и гломеробластическая; все эти текстурные отличия дают самые разнообразные переходы — от постепенных до весьма резких.

Рис. 41. Контакт пегматита с инъекционным гнейсом. 1:2

Структура породы обычно близка к лепидобластической, лишь при массивности появляются элементы гранобластичности. Характер распределения и ориентировка минералов, и в первую очередь биотита, создают, как и в текстуре, целый ряд разновидностей. При микроскопическом изучении рассланцованных разностей гнейсов видно, что все листочки слюд своими плоскостями спайности располагаются параллельно друг другу. Но не только слюды поддались ориентирующему действию давления, более детальное изучение расположения кварца показало, что оптическая ориентировка различных зерен примерно одинаковая, при этом ориентировка биотита и кварца взаимно перпендикулярна (рис. 42). Меньшим количеством данных мы обладаем в отношении характера ориентировки зерен полевых шпатов, можно лишь отметить, что плоскости оптических осей расположены под значительным углом

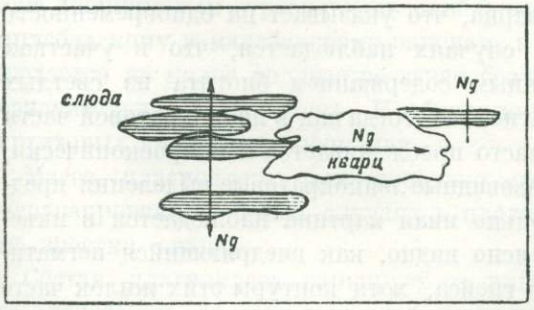


Рис. 42. Оптическая ориентировка биотита и кварца в сильно рассланцованном гнейсе

к плоскости сланцеватости, при чем угол между ними варьирует примерно от 30 до 90°, углы менее 30° встречаются как исключение. Таким образом, в явно сланцеватых гнейсах имеется вполне явственная зависимость ориентировки минералов по отношению к направлению силы, давшей эту сланцеватость.

Микроскопическое рассмотрение пластинок биотита сланцеватой разновидности гнейса показывает те же случаи, которые наблюдались и макроскопически, т. е. 1) концентрированность его в отдельных слоях, чередующихся с лейкократовыми слоями (рис. 43), последние нередко инъекционного происхождения, 2) линзовидность скоплений листочков биотита, 3) разбросанность по всей массе породы (рис. 44).

При переходе к более массивным разновидностям замечается увеличение элементов гранобластичности. В этих разностях также большой интерес представляет расположение слюд, среди которого можно различать три случая: в первом листочки слюды располагаются отдельными участками, при чем создается впечатление, что рост пластинок слюды шел радиально из одного центра, благодаря чему получилось крестообразное сложение; замечается также, что в некоторых случаях отдельные зерна слюды располагаются перпендикулярно друг к другу. Иногда в центре такого гнездообразного скопления биотита наблюдается неправильный сгусток лимонита, при чем создается впечатление, что он питал рост биотита. Во втором случае наблюдается весьма хаотичное более или менее равномерное распределение биотита; иногда появляется кучкообразность, благодаря чему создается переходная разность к явно гломеробластической структуре. При наличии некоторой одинаковой ориентированности чешуек биотита можно говорить о переходе к сланцеватой разновидности гнейса.

Для всех разновидностей биотитового гнейса характерно взаимное прорастание полевого шпата и кварца, что указывает на одновременность их формирования. В некоторых случаях наблюдается, что в участках (слоях) с относительно повышенным содержанием биотита из светлых составных частей преобладает плагиоклаз, тогда как в лейкократовой части преобладает кварц; это явление часто прослеживается и макроскопически, так как нередки случаи, когда линзовидные лейкократовые выделения представлены нацело кварцем. Несколько иная картина наблюдается в инъецированных гнейсах, в которых ясно видно, как внедряющийся пегматитовый материал раздвигает «слои» гнейса, хотя контуры этих жилок часто очень неясны. Для таких жилок характерно, что плагиоклаз выделялся раньше кварца. На контактах гнейса с инъекционными жилками нередко развиваются пластинки мусковита, иногда довольно крупных размеров. Необходимо отметить, что в приконтактовых частях гнейса в некоторых случаях развиваются мирмекитовые вростки кварца в плагиоклазе. Для полноты структурных взаимоотношений основных минералов

биотитовых гнейсов необходимо указать на изредка наблюдаемое письменное срастание полевого шпата с кварцем, слагающее отдельные микроскопические жилки пегматита, инъецирующего гнейс.

Нередко встречаются порфиробласты полевого шпата и кварца, они наблюдаются в гнейсах с кристаллобластической и гранобластической структурами; в сланцеватых разностях пластинки слюды облекают порфиробласты.

Минералогический состав биотитовых гнейсов следующий: кварц, плагиоклаз, микроклин, ортоклаз (?), биотит, мусковит, роговая обманка, пироксен, хлорит, гранат, кордиерит, силиманит, титанит, рутил, циркон, апатит, ортит и рудный минерал.

Основными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз и биотит; в некоторых участках появляется довольно значительное количество роговой обманки, благодаря чему получается разновидность, переходная к роговообманковому гнейсу; иногда присутствует большое количество буровато-красного или серовато-красного граната и пирита. У контакта с пегматитовыми жилами иногда биотит замещен мусковитом и турмалином.

К в а р ц в количественном отношении нередко преобладает над другими минералами, слагая иногда более 50% породы; его формы обычно округлые или овальные, при чем нередко он включен в плагиоклаз; в свою очередь кварц изредка содержит зерна плагиоклаза, а также зернышки циркона и пузырьки газа; скопления последнего нередко вытянуты параллельно сланцеватости породы. Зерна кварца обладают волнистым и иногда даже мозаичным погасанием.

П л а г и о к л а з в количественном отношении является вторым; форма его зерен обычно неправильная, размеры зерен иногда достигают более 1 мм. В массивных разновидностях все зерна, как правило, обладают двойниковым строением по альбитовому и периклиновому и изредка карлсбадскому и манебахскому законам, в сланцеватых же разностях наблюдается не малое количество зерен без двойников; изредка встречается незначительная зональность. Необходимо отметить наличие иногда антипертитовых вростков микроклина.

Масса плагиоклаза чаще довольно свежа, но изредка почти нацело политизирована, в таких случаях в плагиоклазе развиваются мирмекитовые вростки кварца.

Состав плагиоклаза варьирует от альбита до олигоклаза; измерение его оптических констант дало следующие результаты (см. табл. на стр. 128).

Таким образом, плагиоклаз варьирует от № 7 до № 30, при чем основная масса измерений дает номера от 21 до 28; большое количество менее точных измерений плагиоклазов показало такие же значения.

М и к р о к л и н (и быть может о р т о к л а з) встречается очень редко; наиболее достоверно он наблюдался в гнейсе, обогащенном

№ обр.	Ng	Np	Ng—Np	2V	Состав по оптическим константам	Примечание
292	1.540	1.531	0.009	+ 74	Альбит № 7—9	
853	1.548	1.539	0.009	— 82°	Олигоклаз № 21—23	Переходные к роговообманковому гнейсу
853	1.552	1.542	0.010	— 83°	Олигоклаз № 26—28	
885	1.548	1.540	0.008	—	Олигоклаз № 22—24	
616	1.553	1.543	0.010	— 86°	Олигоклаз № 26—30	
616	1.550	1.541	0.009	— 82°	Олигоклаз № 24—27	

пегматитовым материалом, при чем микроклин находился в письменном срастании с кварцем.

Биотит в количественном отношении варьирует в весьма больших пределах; пластинки его обычно вытянуты; форма их чаще неправильная, обычно наблюдаются рваные концы пластинок, и лишь много реже имеется намек на кристаллографические очертания. По отношению к другим минералам его расположение различно; чаще он окаймляет зерна полевого шпата и кварца. Но иногда биотит обладает идиоморфизмом по отношению к этим минералам. В некоторых случаях биотит дает очень тесное срастание с рудным минералом. Иногда наблюдаются две генерации биотита: первая генерация — это вытянутые, более или менее крупные пластинки, обычные для гнейса; вторая генерация представлена агрегатом мелких чешуек, замещающих вместе с хлоритом зерна граната. Биотит различных генераций видимо отличается химическим составом, так как первый обладает интенсивным плеохроизмом от светлокоричневого до красно-бурого и почти черного, второй обычно с более слабым плеохроизмом. Обе разновидности биотита в некоторых случаях переходят в хлорит, при этом в окраске появляются зеленые тона и сильно понижается двупреломление; этому процессу особенно подвержена вторая разновидность.

В биотите иногда встречаются зерна циркона.

Мусковита обычно или совсем нет, или он присутствует в очень небольшом количестве. Лишь на контакте с пегматитом нередко появляется большое количество мусковита, часто в срастании с биотитом. Размеры его обычно в несколько раз превышают размеры других минералов и в частности биотита. В двух-трех случаях в обычном биотитовом гнейсе у контакта с пегматитом наблюдались пластинки мусковита размером до 1 см². По спайности мусковита нередко имеются выделения мельчайших рудных частиц.[1]

[1] Более детальную характеристику мусковита из гнейса из контакта с пегматитом см. в описании мусковитов пегматитовых жил (стр. 184).

Роговой обманки обычно нет или очень немного, лишь иногда количество ее увеличивается, в таком случае породу можно назвать биотитороговообманковым гнейсом; в случае преобладания роговой обманки над биотитом он относится к роговообманковым гнейсам, описываемым ниже.

Роговая обманка биотитового гнейса обладает нормальными для обычной роговой обманки оптическими свойствами: плеохроизм интенсивный от светлого желтовато-зеленого до яркозеленого; угол между спайностями 128°; угасание 17°.

Гранат (альмандин) обладает красновато-бурой окраской различных оттенков; иногда округлые зерна граната достигают довольно больших размеров. Нередко крупные зерна граната разбиты трещинами, по которым он замещается биотитом и хлоритом.

Хлорит присутствует как вторичный минерал по биотиту и гранату, при чем во втором случае он образуется в некоторых случаях непосредственно из граната, минуя промежуточное образование биотита.

Титанит встречается редко и обычно в виде мелких зерен.

Рутил обнаружен в нескольких шлифах в виде характерных коленчатых игольчатых кристалликов в пластинках биотита; он обладает коричневой окраской.

Циркон представлен зернами до 0.4 мм округлой формы; он обнаружен в полевом шпате, кварце и биотите, причем в последнем случае с характерными плеохроичными двойниками.

Апатит встречается в весьма разнообразных количествах; обычно он представлен неправильными и часто округлыми зернами.

Рудные минералы представлены пиритом и ильменитом, при чем первого иногда бывает довольно много. Пирит несомненно замещает пластинки биотита, что говорит за его более позднее происхождение по сравнению со всей массой породы. Под микроскопом часто видно, что рудные минералы располагаются по спайности слюд. Оба рудных минерала, и особенно пирит, иногда нацело превращены в лимонит.

Химическое изучение биотитовых гнейсов дает следующие результаты:

Пересчет на молекулярные проценты

№ обр.	220	1080	1713	1710	1714	1709	1707
SiO_2	71.58	65.49	67.33	63.44	61.82	59.36	54.75
TiO_2	0.38	0.88	0.63	0.86	0.57	0.63	0.64
ZrO_3	0.03	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	9.28	6.80	9.67	8.59	12.37	10.91	12.90
Fe_2O_3	0.19	0.35	0.31	0.67	0.70	0.57	0.51
FeO	4.21	3.99	5.00	8.38	5.61	7.37	7.62
MnO	0.06	0.00	—	—	—	—	0.13
MgO	3.90	3.28	4.31	4.83	5.03	4.84	5.55
CaO	2.33	4.05	2.56	2.26	1.91	3.09	2.93
BaO	сл.	0.01	—	—	—	—	—
K_2O	1.83	1.35	1.94	2.20	2.68	3.40	2.93
Na_2O	2.80	1.94	2.38	2.32	2.81	2.08	4.20
$+H_2O$	3.27	11.68	5.87	8.45	6.50	7.75	7.84
F	0.00	0.00	—	—	—	—	—
Cl	0.06	0.06	—	—	—	—	—
CO_2	0.06	0.12	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

№ обр.	220		1080		1713		1710		1714		1709		1707	
	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.	Весов. %	Мол. кол.
SiO_2	68.35	1 139	66.98	1 116	64.68	1 078	62.22	1 036	58.19	970	56.53	942	51.55	859
TiO_2	0.49	6	1.24	15	0.80	10	1.06	14	0.68	9	0.75	10	0.84	10
ZrO_3	0.05	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
Al_2O_3	15.09	143	11.83	116	15.80	155	14.25	140	19.78	194	16.61	173	20.65	203
Fe_2O_3	0.49	3	0.93	6	0.82	5	1.83	11	1.67	11	1.51	9	1.20	8
FeO	4.83	67	4.94	68	5.77	80	7.47	104	6.34	88	8.44	117	8.60	119
MnO	0.08	1	0.00	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	0.16	2
MgO	2.46	62	2.24	56	2.77	69	3.17	79	3.16	79	3.08	77	3.50	87
CaO	2.04	37	3.84	69	2.30	41	2.07	37	1.68	30	2.77	49	2.56	46
BaO	сл.	—	0.03	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
K_2O	2.73	29	2.24	23	2.87	31	3.35	36	3.95	42	5.07	54	4.30	46
Na_2O	2.81	45	2.04	33	2.33	38	2.33	38	2.69	44	2.07	33	4.12	66
$+ H_2O$	0.93	52	3.58	199	1.70	94	2.49	138	1.83	102	2.22	123	2.23	123
$- H_2O$	0.17	—	0.05	—	0.12	—	0.14	—	0.16	—	0.21	—	0.25	—
F	0.00	—	0.00	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
Cl	0.04	1	0.05	1	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
CO_2	0.06	1	0.09	2	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
—	100.50	—	100.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$-O_{Cl}$	0.01	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.49	1 591	100.07	1 704	99.96	1 601	100.38	1 633	100.13	1 569	100.26	1 587	99.96	1 569

Пересчет анализов по Niggli

№ обр.	220	1080	1713	1710	1714	1709	1707
si	284.7	301.3	258.7	227.9	198.9	174.1	146.9
ti	1.5	3.4	2.4	3.1	1.8	1.9	1.7
al	37.3	31.3	37.1	31.5	38.8	32.0	35.3
fm	34.5	35.0	36.8	43.7	36.5	37.6	37.2
c	9.4	18.6	9.8	8.4	6.1	14.3	8.0
alk	18.8	15.1	16.3	16.4	17.6	16.1	19.5
k	0.31	0.35	0.45	0.49	0.49	0.62	0.41
mg	0.46	0.43	0.44	0.41	0.44	0.38	0.41
c/fm	0.27	0.53	0.27	0.19	0.17	0.38	0.21

Пробы № 1707, 1709, 1710, 1713 и 1714 относятся к одному пласту биотитового гнейса, при чем пробы взяты не далее чем 20—40 см одна от другой (вкрест простирания и падения).

Согласно полученным коэффициентам биотитовые гнейсы попадают во второе, третье и четвертое сечение тетраэдра Niggli; все анализы концентрируются около верхней границы поля изверженных пород, при чем образец № 290 находится на самой границе, № 1713 и 1714 в поле глинистых осадков (см. диаграмму стр. 225).

Таким образом, химический состав указывает что биотитовые гнейсы являются продуктом метаморфизма осадочных (глинистых) пород; это утверждение вполне соответствует микроскопическому описанию породы.

б. Роговообманковые гнейсы (амфиболиты)

По внешнему виду роговообманковые гнейсы довольно разнообразны, окраска их довольно различна от сравнительно светлой до почти черной с зеленовато-серым оттенком. Темные разновидности в некоторых случаях почти нацело состоят из роговой обманки, благодаря чему порода может быть отнесена к амфиболитам. Сланцеватость обычно прослеживается хорошо, слоистость встречается реже, чем у биотитовых гнейсов; инъекции пегматитового материала встречаются редко, что видимо обусловливается плотностью породы.

Микроскопическое рассмотрение роговообманкового гнейса показывает, так же, как и для биотитовых гнейсов, некоторое разнообразие в расположении темноцветных компонентов, начиная от равномерного распределения до слоистого и линзовидного (рис. 45). Линзы чаще довольно вытянуты. Надо отметить, что в отличие от биотитового гнейса иногда отсутствует одинаковая ориентировка зерен темноцветного компонента, поэтому даже при прослеживающейся слоистости породы внутри отдельных слоев зерна расположены хаотично. Этот факт указывает

на первичную неоднородность породы, подвергшейся метаморфизму, так как если бы дифференцировка материла происходила при формировании гнейса, то этот процесс несомненно вызвал бы не только расслоение породы, но и рассланцевание. Лишь темные разновидности роговообманковых гнейсов, которые можно относить к амфиболитам, обычно хорошо рассланцованы.

Необходимо отметить, что в одном случае встречен роговообманковый гнейс с очень большим количеством граната, при чем слои, обогащенные роговой обманкой, чередовались со слоями, состоящими на 80—90% из граната. Структура роговообманковых гнейсов близка к гранобластической; изредка встречаются идиобласты полевого шпата. Обычно зерна роговой обманки, плагиоклаза и кварца развиты примерно в одинаковой степени. Лишь в гнейсе, содержащем большое количество роговой обманки, наблюдается некоторый идиоморфизм роговой обманки.

Минералогический состав следующий: кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, гранат, хлорит, апатит, циркон и рудный минерал.

К в а р ц а чаще немного. Лишь в гнейсе, содержащем на ряду с роговой обманкой и биотит, его несколько больше. Формы зерен обычно довольно округлы; угасание волнистое и много реже — ровное. Иногда наблюдается склонность к одинаковой ориентировке различных зерен, о которой уже упоминалось при описании биотитовых гнейсов.

П л а г и о к л а з в количественном отношении варьирует в больших пределах; формы зерен изометричны, много реже плагиоклаз представлен несколько вытянутыми зернами; иногда, как указывалось, наблюдаются идиобластические зерна среди более мелкозернистых зерен. Изредка плагиоклаз обладает полисинтетическими альбитовыми двойниками, в редких случаях имеется зональность; масса плагиоклаза свежая, иногда появляется небольшое количество серицита соссюрита, а также нитеобразные включения вторичного кальцита.

По составу плагиоклаз относится к андезину № 35, спускаясь до № 20—25 в разностях, переходных к биотитовому гнейсу.

№ обр.	Ng	Np	Ng—Np	2V	Состав по оптическим константам	Примечание
121а	1.556	1.546	0.010	—86°	Андезин № 31—35	
853	1.548	1.539	0.009	— 82	Олигоклаз № 21—23	Разности, переходящие к биотитовому гнейсу
853	1.552	1.542	0.010	— 83	Олигоклаз № 25—28	

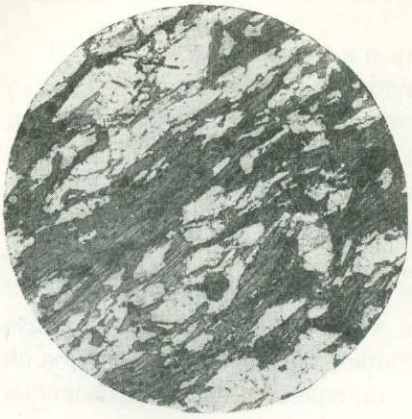


Рис. 43. Сланцеватый биотитовый гнейс. 1×25; ник. ‖

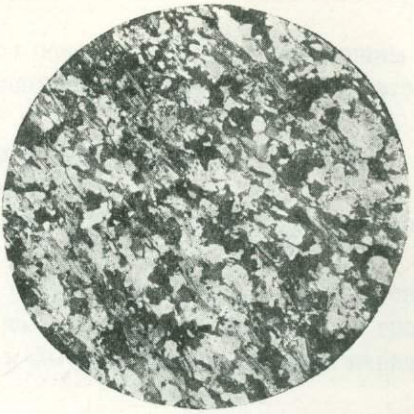


Рис. 44. Равномерное распределение составных частей биотитового гнейса. 1×25; ник. +

Рис. 45. Роговообманковый гнейс с линзовидной текстурой. 1×25; ник. +

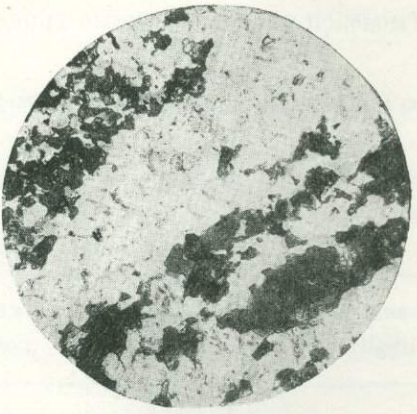


Рис. 46. Арфедсонит-эгириновый гнейс с линзообразной текстурой. 1×80; ник. +

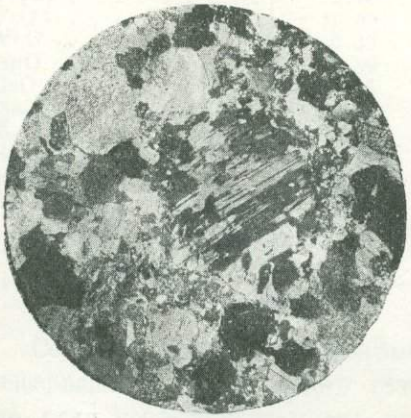


Рис. 47. Зерно кислого плагиоклаза и пластинки биотита в мраморе. 1×80; ник. +

Рис. 48. Пойкилитовые вкрапления кварца в полевом шпате гранат-полевошпатовой породы. 1×55; ник. +

Роговая обманка является основным породообразующим минералом; зерна ее обычно вытянуты; плеохроизм от светлого желтовато-зеленого до темного травяно-зеленого:

$$Ng = 1.678;\ Np = 1.654;\ Ng - Np = 0.024;\ 2V = 79°.$$

Углы угасания варьируют от 14 до 18°.

Приведенные константы указывают, что это обыкновенная роговая обманка.

Биотита немного, при чем в чисто роговообманковых разновидностях гнейса он присутствует лишь как вторичный минерал по гранату, но встречаются также разновидности, в которых биотит является первичным породообразующим минералом.

Апатит встречается в количествах, обычных для описанных выше биотитовых гнейсов.

Циркон наблюдается в виде мелких овальных зерен в полевом шпате и кварце.

Рудного минерала мало, обычно он приурочен к выделениям роговой обманки.

Химическое изучение роговообманковых гнейсов дало следующие данные:

Образец № 1315

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Niggli
SiO_2	49.07	817	50.87	si = 122.6
TiO_2	0.86	11	0.68	ti = 1.7
Al_2O_3	17.54	172	10.7	al = 26.0
Fe_2O_3	2.43	15	0.93	fm = 40.6
FeO	10.00	139	8.64	c = 30.7
MnO	0.39	6	0.37	alk = 2.7
MgO	4.32	108	6.72	k = 0.61
CaO	11.35	203	12.63	mg = 0.39
Na_2O	0.43	7	0.44	c/fm = 0.74
K_2O	1.02	11	0.68	
$+H_2O$	1.91	106	6.59	
$-H_2O$	0.98	—	—	
п/п	0.53	12	0.75	
Сумма	100.13	1 607	100.00	

Согласно этим коэффициентам роговообманковый гнейс попадает в поле изверженных пород пятого сечения тетраэдра Niggli (см. стр. 228), но по этим коэффициентам мы не находим в серии магматических пород соответствующее семейство. Поэтому на основании условий залегания,

структурного и текстурного сложения, а также химического состава роговообманковый гнейс необходимо отнести к серии глубоко метаморфизованных осадочных пород, представлявших собою линзы мергелистых осадков среди глинистых пород, давших биотитовые гнейсы.

в. Гнейсы с роговиковой структурой

Среди гнейсов Канского месторождения имеются мелкозернистые разновидности, которые, не отличаясь по минералогическому составу от вышеописанных гнейсов, имеют значительное отличие в структурном отношении, благодаря чему мы даем для этой разновидности самостоятельное краткое описание.

При уменьшении размера зерен гнейсов порода приобретает роговиковую структуру. Эта структура особенно ярко подчеркивается для зерен кварца, контуры которых становятся очень извилисты, при очень плотном сцеплении их по неровной, зазубренной линии (плоскости).

Гнейс с роговиковой структурой является одной из наиболее кислых разностей описанных гнейсов, так как количество кварца обычно очень велико, полевого шпата обычно немного.

Темноцветные компоненты представлены роговой обманкой и биотитом, которые располагаются в породе или равномерно или дают отдельные обогащенные зоны, при этом количество кварца в этих зонах понижается. Гнейсы с роговиковой структурой являются отдельными участками тех же осадочных пород, из которых образовались биотитовые и роговообманковые гнейсы с кристалло- и гранобластическими структурами, но подвергшиеся метаморфизму в несколько меньшей степени. Нахождение их в канаве № 132 (район Марковского рудника) недалеко от линз полусохранившегося известняка не случайно, это факт еще больше подтверждает предположение, что это менее измененный участок древней осадочной свиты.

г. Арфедсонит-эгириновый гнейс
(Щелочной гнейс)

Арфедсонит-эгириновый гнейс по сравнению с вышеописанными гнейсами заметно светлее. Распределение минералов не очень равномерное: обычно наблюдаются слоеобразные участки, более обогащенные темноцветными компонентами. В одном случае была обнаружена линзообразная жилка, сложенная почти нацело из темных минералов; интересно отметить, что она по отношению к слоистости была секущей, что достаточно убедительно указывает на перемещение вещества уже после формирования основной массы пород.

Под микроскопом хорошо видно наличие среди массы полевошпатовых зерен линзообразных слоев и неправильных линзочек темных минералов;

эти линзочки ориентированы в одном направлении и создают впечатление неправильной слоистости. Вместе с тем сланцеватости в ориентировке минералов почти не наблюдается (рис. 46), структура кристаллобластическая.

Минералогический состав породы следующий: кварц, плагиоклаз, роговая обманка, арфедсонит, эгирин, цоизит, хлорит, карбонат, апатит, магнетит, циркон.

К в а р ц присутствует в очень небольшом количестве, чаще он отсутствует.

П л а г и о к л а з составляет основную массу шлифа, создавая обычно мостовидную структуру; зерна плагиоклаза обычно изометричны и несколько угловаты. Иногда встречаются «изъеденные» порфировидные вкрапленники более крупных зерен плагиоклаза в равномернозернистой массе зерен того же минерала.

Определение на Федоровском столике показывает, что $2V = +85°$ (двойник $\frac{\perp[100]}{(010)}$, это соответствует № 10.

А р ф е д с о н и т иногда наблюдается в значительном количестве, но обычно он в большой степени замещен эгирином. Зерна арфедсонита неправильные, они часто образуют кучкообразные скопления.

Плеохроизм Ng — желтовато-синий (с синим оттенком);
Np — темный зелено-синий;
Nm — зеленый (с сильным синим оттенком);

$$Ng < Nm < Np;\ Ng - Np = 0.005—0.007;\ 2V = 65—72°.$$

Э г и р и н является основным темноцветным компонентом, он несомненно замещает арфедсонит.

Зерна эгирина характеризуются интенсивной окраской с очень слабым плеохроизмом

$$Ng < Nm < Np;\ Ng - Np = 0.045—0.050;\ 2V = 62—65°.$$

Под микроскопом хорошо наблюдается процесс разрушения эгирина, заключающийся в переходе его в волокнистую массу, которая благодаря ее весьма тонкой волокнистости почти не определима.

Ц о и з и т присутствует иногда в значительном количестве, но нередко отсутствует почти полностью. Зерна его обычно мелких размеров с неправильными очертаниями; иногда цоизит дает небольшие кучкообразные скопления.

Х л о р и т встречается в виде неправильных пластинок, расположенных среди массы зерен других темноцветных минералов, замещая их по краям.

К а р б о н а т наблюдался в небольшом количестве; форма его зерен неправильная.

Апатит присутствует в очень большом количестве; этим описываемый гнейс на ряду с наличием щелочных темноцветных компонентов резко отличается от всех остальных пород. Форма зерен апатита неправильная; по размерам он почти не уступает другим минералам породы; обычно он сильно трещиноват.

Магнетита сравнительно много, он часто приурочен к скоплениям арфедсонита.

Циркон встречается в небольшом количестве в виде округлых зерен.

Химический состав породы

№ обр.	Весов. %		Молек. кол.		Молек. %		Пересчет по Niggli		
	1208	1083	1208	1083	1208	1083		1208	1083
SiO_2	58.61	58.22	976	970	62.66	61.09	si	176	145
TiO_2	0.42	0.67	5	8	0.32	0.51	ti	0.9	1.4
Al_2O_3	11.30	14.35	111	141	7.13	8.88	—	—	—
Fe_2O_3	7.32	1.50	46	9	2.96	0.57	al	19.9	23.9
FeO	4.69	6.08	65	85	4.18	5.37	fm	42.4	42.71
MnO	0.18	0.36	3	5	0.19	0.32	c	15.4	12.0
MgO	3.22	4.12	80	103	5.14	6.50	alk	22.4	21.4
CaO	4.74	3.93	85	70	5.46	4.42	k	0.03	0.2
BaO	сл.	0.12	—	1	сл.	0.06	mg	0.48	0.4
K_2O	0.37	2.33	4	25	0.26	1.58	cf/m	0.36	0.28
Na_2O	7.51	6.23	121	101	7.76	6.36	—	—	—
$+H_2O$	0.61	1.06	34	59	2.19	3.72	—	—	—
$-H_2O$	0.13	0.53	7	—	—	—	—	—	—
F	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0.02	0.13	1	4	0.06	0.25	—	—	—
CO_2	1.16	0.13	26	3	1.68	0.19	—	—	—
P_2O_5	неопр.	0.41	—	3	—	0.19	—	—	—
	100.28	100.17	—	—	100.00	100.00	—	—	—
$-O_{Cl}$	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.28	100.14	1564	1587	100.00	100.00	—	—	—

По коэффициентам Niggli эта порода попадает в поле изверженных пород третьего сечения тетраэдра (см. стр. 228).

Пересчет анализа по Левинсон-Лессингу дает следующее:

№ обр.	Формула	β	α	γ	R_2O:RO
1208	2.3 $\overline{R}O$ R_2O_3 6.2 SiO_2	53	2.35	1.89	1 : 1.9
1083	2.5 $\overline{R}O$ R_2O_3 6.5 SiO_2	54	2.36	1.86	1 : 2.0

Эти коэффициенты не подходят ни под одно из семейств, указанных Левинсон-Лессингом; поэтому, учитывая сочетание щелочных гнейсов с породами, происшедшими за счет осадочной толщи, мы должны признать осадочное происхождение исходного материала.

д. Мрамор

Мрамор из наиболее сохранившейся линзы довольно чист; макроскопически это грубозернистая порода светлорозового цвета. Обычно на ряду с карбонатом бывает значительное количество темноцветных минералов, благодаря чему порода часто похожа на арфедсонит-эгириновый гнейс.

Микроскопическое изучение показывает, что порода обладает очень неравномерным распределением различных компонентов; так например, на ряду с участками, сложенными исключительно зернами карбоната, наблюдаются линзочки (в пределах шлифа), почти нацело состоящие из пластин биотита с зернами плагиоклаза (рис. 47), представляющие собою обычный биотитовый гнейс, и линзочки кварца с редкими чешуйками биотита. На ряду с резко очерченными линзочками силикатных минералов встречаются смешанные участки, в которых имеются как зерна карбоната, так и зерна силикатов.

Наиболее чистые участки, сложенные нацело из зерен карбоната, обладают характерной мостовидной структурой.

Карбонат исследованных образцов представлен исключительно кальцитом, об этом свидетельствуют, с одной стороны, отрицательные реакции на доломит [1] и магнезит, а с другой — прилагаемый ниже анализ известняка, который показывает небольшое содержание MgO (0.37%), последний надо целиком отнести за счет присутствующего биотита. Формы зерен кальцита угловатые — обычные для мостовидной структуры; размеры зерен весьма однообразны и не разнятся более чем в несколько раз друг от друга. Значительное количество зерен обладает полисинтетическими двойниками, иногда наблюдаемыми по двум направлениям.

В качестве второстепенных компонентов наблюдаются следующие минералы.

Магнетит во всех шлифах представлен обычно неправильными зернами, лишь иногда наблюдаются идиоморфные очертания.

Циркон зафиксирован в виде мелких округлых зерен. Оба акцессорных минерала находятся обычно в зернах карбоната.

Среди массы карбоната встречаются отдельные зерна и гнездообразные скопления плагиоклаза и биотита с апатитом и магнетитом.

Биотит слагает в некоторых случаях более 50% массы зерен силикатного участка; пластинки его, как и у гнейса, вытянуты иногда в одном

[1] Применялись хроматические реакции.

направлении, в иных же случаях ориентированы довольно хаотично. Отдельные пластинки обладают некоторым идиоморфизмом по отношению к окружающим его зернам. В гнездообразных скоплениях биотит и плагиоклаз дают обычную для гнейсов кристаллобластическую структуру.

Плагиоклаз представлен двумя разностями: крупными зернами, образующими изометричные зерна неправильной формы, с альбитовыми и карлсбадскими двойниками, и мелкими неправильными зернышками. Первые встречаются в гораздо большем количестве; в них имеются небольшие пластинки биотита и округлые зерна циркона. Мелкие зерна плагиоклаза слагают небольшие гнездообразные выделения, а также линзочки между зернами других минералов, формы ксеноморфны; в линзообразных скоплениях мелкие зернышки тесно прижаты друг к другу. Состав крупных и мелких зерен весьма однообразен и варьирует в пределах № 5—6.

№ замера	Ng	Np	Nm	Плоскость срастания	Двойная ось	Двойник. закон.	Гемитрония	Состав плагиоклаза
1	74	82	19	(010)	[011]	Карлсбадский	Параллельно	5
2	18	89	75.5	(010)	[010]	Альбитовый	Нормально	5—6
3	9	87	74	(010)	[001]	Карлсбадский	Параллельно	5

Вещество плагиоклазов обоих генераций очень свежее, несмотря на наличие местами значительного количества апатита, последний встречается в виде неправильных, но часто довольно крупных зерен.

Химический состав наиболее чистой разности карбонатной породы см. на стр. 141.

По химическому составу порода попадает в десятое сечение тетраэдра Niggli в поле известняков (см. стр. 228).

2. Массивные породы

а. Гранат-полевошпатовые породы

Гранат-полевошпатовые породы обладают серой окраской обычно светлых тонов, лишь при большом количестве граната они становятся темнее. Текстура пород массивная, иногда наблюдается некоторая слоистость или гломеробластичность в расположении граната и биотита, кроме того встречаются порфировидные выделения полевого шпата и кварца (до 5 см); иногда крупные зерна этих минералов дают гнездообразные скопления в несколько десятков сантиметров.

Образец № 1209

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Niggli
SiO_2	50.95	849	46.72	si = 166
TiO_2	0.03	—	—	al = 20
Al_2O_3	3.65	36	1.98	p = 7.3
Fe_2O_3	0.50	3	0.17	
FeO	0.43	6	0.33	fm = 4.1
MnO	0.11	2	0.11	
MgO	0.37	9	0.50	
CaO	23.34	416	22.88	c = 85.1
K_2O	0.43	5	0.28	
Na_2O	0.74	12	0.66	alk = 3.5
$-H_2O$	0.13	—	—	
$+H_2O$	1.13	63	3.48	k = 0.29
P_2O_5	0.08	1	0.06	
CO_2	17.64	409	22.50	mg = 0.45
F	0.04	2	0.11	
Cl	0.14	4	0.22	c/fm = 20.8
Сумма	99.71	1 817	100.00	

Микроскопическое изучение показывает, что порода неравномерно зерниста и имеет в основном гранобластическую структуру; в отдельных микроскопических участках этой породы наблюдаются некоторые структурные детали, которые надо отметить особо. Они сводятся к следующему.

1. Пойкилитовые вкрапленники мелких округлых зерен кварца в крупных неправильных зернах полевых шпатов, изометрических зернах граната и неправильных пластинках слюд (рис. 48); эти включения иногда настолько обильны, что можно говорить о ситовидной структуре.

2. Пегматитовые срастания плагиоклаза с кварцем.

3. Мирмекитовые вростки кварца в плагиоклазе, которые развиваются в участках соприкосновения плагиоклаза с более крупными зернами кварца (рис. 49).

Минералогический состав следующий: кварц, плагиоклаз, микроклин, гранат, биотит, мусковит, силлиманит, кордиерит, циркон, апатит, рудный минерал.

К в а р ц представлен несколькими разновидностями (по характеру расположения).

а) округлые пойкилитовые вростки в других минералах; в некоторых случаях у этих зерен наблюдаются намеки на кристаллографические очертания;

б) микропегматитовые и микромирмекитовые вростки в плагиоклазе;

в) основная часть кварца образует крупные неправильные зерна с неправильными, иногда округлыми контурами; почти полностью

отсутствуют угловатые и зазубренные формы зерен; для этого кварца характерно волнистое угасание;

г) сравнительно небольшая часть кварца образует мелкие зернышки, которые располагаются в виде небольших цепочкообразных скоплений по периферии крупных зерен кварца или слагают гнездообразные выделения. Описанное разнообразие форм выделений кварца проливает некоторый свет на генезис породы, о чем будет указано ниже.

Плагиоклаз также является одним из основных компонентов породы; он встречается иногда в виде довольно крупных неправильных зерен, изредка с намеком на идиоморфные очертания. Масса плагиоклаза чаще довольно чистая, но иногда наблюдается значительная пелитизация, приводящая в некоторых случаях к почти полному замещению его агрегатом чешуек серицита, нередко с каолинитом. Часто встречаются полисинтетические альбитовые двойники.

В массе более идиоморфных зерен плагиоклаза иногда наблюдаются микропертитовые вростки калиевого полевого шпата, особенно на контакте плагиоклаза с микроклином; при этом в плагиоклазе развиваются мирмекитовые вростки кварца.

Состав плагиоклаза варьирует от № 18 до № 37, на что указывают следующие измерения показателей преломлений:

№ обр.	Ng	Np	Ng — Np	Состав плагиоклазов
248	1.546 1.555	1.540 1.548	0.006 0.007	Олигоклаз № 18—23 Андезин № 35—37
806	1.553	1.546	0.007	Олигоклаз-андезин № 31
	1.554	—	0.009	Олигоклаз-андезин № 35
	1.554	1.548	0.006	Олигоклаз-андезин № 35—37
207	1.553	1.545	0.008	Олигоклаз-андезин № 30
	1.552	1.546	0.006	Олигоклаз-андезин № 29—31

Микроклин встречается обычно в меньшем количестве, чем плагиоклаз. Лишь в некоторых шлифах он преобладает над плагиоклазом; в таких случаях он представлен довольно крупными зернами неправильной формы. Зерна микроклина нередко не обладают двойниковой решеткой.

Гранат (альмандин) на ряду с плагиоклазом и кварцем играет основную роль в составе породы; его зерна иногда весьма обильны. Размеры

граната достигают 0.5 см. Нередко гранат дает гломеробластические скопления, и лишь изредка встречаются вытянутые прослои, обогащенные этим минералом. Зерна граната обычно разбиты трещинками, по которым он замещается хлоритом и биотитом.

Биотит наблюдается в гораздо меньшем количестве, чем в биотитовом гнейсе. В некоторых образцах как первичный минерал он почти совершенно отсутствует, встречаясь лишь в виде вторичных чешуек по гранату. Первичный биотит обычно окрашен в темнокоричневый цвет и сильно плеохроирует, вторичный имеет менее интенсивную окраску.

Мусковит присутствует в еще меньших количествах, чем биотит, и чаще в виде мелких листочков.

Силлиманит встречается сравнительно редко, но в некоторых случаях в большом количестве, составляя вместе с полевыми шпатами, кварцем и гранатом основную массу породы. Формы его зерен обычные — длинные призматические кристаллики, часто собранные в пучки. Особенно охотно силлиманит располагается около крупных зерен граната.

Кордиерит встречается редко и обычно в очень небольшом количестве. Форма зерен неправильная; иногда наблюдается характерный желтый плеохроизм.

В качестве акцессорных минералов констатированы: апатит в виде неправильных зерен в других минералах; циркон в небольшом количестве в виде окатанных зерен, что характерно для пород, происшедших из осадков; рудный минерал (видимо, магнетит), концентрирующийся около зерен граната, биотита и мусковита.

Анализы гранат-полевошпатовых пород таковы:

№ обр.	1077		225		1078		1085	
	Весов. %	Молек. кол.	Весов. %	Молек. кол.	Весов. %	Молек. кол.	Весов. %	Молек. кол.
SiO_2	64.18	1 069	69.74	1 162	71.31	1 188	73.75	1 229
TiO_2	0.94	12	0.65	8	0.86	11	0.20	3
ZrO_2	—	—	—	—	0.00	—	—	—
Al_2O_3	15.35	151	14.62	143	12.41	121	13.60	133
Fe_2O_3	0.00	—	0.00	—	0.32	2	0.00	—
FeO	9.33	130	5.55	77	6.03	84	2.54	35
MnO	0.21	3	0.18	3	0.04	1	0.11	2
MgO	3.27	81	2.92	73	2.88	72	0.80	20
CaO	1.53	28	2.95	53	2.88	52	0.79	14
BaO	0.12	1	0.03	—	0.00	—	0.25	2
K_2O	3.62	38	1.29	14	0.94	10	5.70	61
Na_2O	1.39	23	1.79	29	1.54	25	2.29	37
$+H_2O$	0.36	20	0.34	19	0.38	21	0.42	23
$-H_2O$	0.13	7	0.07	4	0.17	9	0.09	5
F	0.00	—	сл.	—	0.00	—	сл.	—
Cl	0.04	1	0.05	1	0.05	1	0.08	2
CO_2	0.18	4	0.05	1	0.15	4	0.07	2
	100.65	—	100.22	—	99.96	—	100.69	—
$-O_{Cl}$	0.01	—	0.01	—	0.01	—	0.02	—
Сумма	100.64	1 561	100.21	1 583	99.95	1 592	100.67	1 563

Пересчет на молекулярные проценты

№ обр.	1077	225	1078	1085
SiO_2	68.48	73.41	74.65	78.64
TiO_2	0.77	0.51	0.69	0.19
Al_2O_3	9.69	9.02	7.59	8.50
Fe_2O_3	—	—	0.13	—
FeO	8.33	4.87	5.29	2.24
MnO	0.19	0.19	0.06	0.13
MgO	5.19	4.62	4.53	1.28
CaO	1.79	3.34	3.23	0.90
BaO	0.06	0.01	—	0.13
K_2O	2.43	0.88	0.63	3.89
Na_2O	1.47	1.83	1.57	2.37
$+H_2O$	1.28	1.20	1.32	1.47
P_2O_5	—	—	—	—
F	—	—	—	—
Cl	0.06	0.06	0.06	0.13
CO_2	0.26	0.06	0.25	0.13
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00

Пересчет анализов по Niggli дает следующее

№ обр.	si	ti	co_2	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
1077	234.6	2.6	0.9	33.1	47.6	5.9	13.4	0.64	0.38	0.12
225	300.0	2.1	0.3	36.8	38.6	13.6	11.1	0.32	0.50	0.35
1078	310.8	3.1	1.1	33.1	43.2	14.2	9.5	0.29	0.46	0.33
1085	406.9	1.0	0.7	44.0	18.9	5.0	32.1	0.60	0.40	0.26

Согласно этим коэффициентам гранат-полевошпатовые породы попадают во второе и третье сечение тетраэдра Niggli; все анализы, как и для биотитовых гнейсов, концентрируются у границы поля изверженных пород, при чем анализы № 226 и 1078 находятся в поле глинистых осадков (см. стр. 228). Структурное строение породы, особенно взаимоотношение кварца и полевых шпатов, указывает на кристаллизацию отдельных участков из значительно размягченной массы; на это указывает наличие пегматитового срастания кварца с плагиоклазом, мирмекитовых вростков кварца в краевых частях плагиоклаза, а также наблюдаемый иногда идиоморфизм зерен плагиоклаза. Вместе с тем округлые пойкилитовые вкрапления кварца в полевом шпате, наличие по периферии крупных зерен кварца, скопление мелких зернышек того же минерала и особенно присутствие округлых зерен циркона указывают на далеко не полное переплавление породы.

Таким образом, указанная порода является очень глубоко метаморфизованным глинистым материалом, претерпевшим частичное переплавление.

б. Пироксено-плагиоклазовые породы

Пироксено-плагиоклазовые породы по внешнему виду иногда похожи на гранат-плагиоклазовые, с которыми они дают постепенные переходы, но место граната в этой породе занимает пироксен. Цвет породы иногда тоже довольно светлый, но чаще при более значительном количестве пироксена порода приобретает темносерую окраску. Обычно порода крупнозерниста и обладает равномерным распределением составных частей, лишь изредка наблюдается незначительная слоистость; иногда также встречаются кучкообразные скопления пироксена, зерна которого в таких случаях достигают 1 см. В отличие от гранат-полевошпатовых пород, в которых весьма существенную роль играет лейкократовая часть, описываемая порода представлена в основном темноцветными минералами. В темноцветной части на ряду с пироксеном иногда присутствует значительное количество граната, роговой обманки и в более кислых разностях — биотита, благодаря которым можно различать несколько разновидностей пироксен-плагиоклазовых пород, которые впрочем геологически почти не оконтуриваются.

Структура породы гранобластическая с характерным ксеноморфизмом всех составных частей (рис. 50). Отсутствие значительных количеств кварца лишает породу интересных структурных деталей, которые отмечены при описании гранат-полевошпатовых пород.

Микроскопическое изучение пироксен-плагиоклазовых пород выявило следующий минералогический состав: кварц, плагиоклаз, микроклин, гиперстен, диопсид, роговая обманка, биотит, хлорит, гранат, апатит, циркон и рудный минерал.

К в а р ц обычно присутствует в гораздо меньшем количестве, чем в гранат-полевошпатовой породе, лишь иногда в более кислых разностях, переходных к гранат-полевошпатовым породам, его несколько больше. Большей частью он представлен мелкими угловатыми зернами с волнистым угасанием, лишь изредка встречаются округлые зерна в плагиоклазе или гиперстене.

П л а г и о к л а з образует обычно крупные ксеноморфные зерна с полисинтетическими двойниками по альбитовому и периклиновому законам. Иногда наблюдаются антипертитовые вростки микроклина; нередко зерна плагиоклаза разбиты трещинками и иногда сильно пелитизированы.

Измерение показателей преломлений плагиоклаза показывает следующее:

№ обр.	Ng	Np	Ng — Np	Состав плагиоклаза
548	1.559	1.549	0.010	Андезин № 39—43
548	1.559	1.551	0.008	Андезин № 42—43
548	1.559	1.552	0.007	Андезин № 43
543	1.561	1.554	0.007	Андезин № 47—50
				Лабрадор
543	1.561	1.553	0.008	Андезин № 47
543	1.563	1.555	0.008	Андезин № 50—51
				Лабрадор
849	1.560	1.552	0.008	Андезин № 43—47
849	1.561	1.553	0.008	Андезин № 47
849	1.566	1.557	0.009	Лабрадор № 54—56
871	1.563	1.558	0.005	Лабрадор № 50—57
871	1.563	1.557	0.006	Лабрадор № 50—57
871	1.563	1.561	0.007	Лабрадор № 50—63

Таким образом, плагиоклаз варьирует в пределах № 39—63, но большая часть замеров указывает на присутствие № 43—57.

Величина 2 V колеблется от +75 до +84°.

Микроклин представлен чаще микропертитовыми вростками в плагиоклазе и только изредка наблюдаются самостоятельные зерна; лишь в нескольких шлифах констатировано довольно большое количество зерен микроклина, нередко с характерной двойниковой решеткой.

Гиперстен представляет основную часть темноцветных компонентов; зерна его обладают ксеноморфными очертаниями, часто удлиненными по (100). Гиперстен обладает характерным для него плеохроизмом в бледных розовых и зеленоватых тонах. Оптические константы его таковы:

$$Ng = 1.702;\ Np = 1.689;\ Ng - Np \text{ от } 0.013 \text{ до } 0.018$$

и в редких случаях до 0.020.

Иногда наблюдается еще большее повышение интерференционной окраски, одновременно увеличивается плеохроизм: от светлого красновато-коричневого по Ng до зелено-коричневого по Np; соответственно угасание в зоне, параллельной плоскости оптических осей, становится косым — угол угасания колеблется от 22 до 27°, что позволяет эту разновидность пироксена отнести к изоморфной смеси клиноэнстатита с диопсидом, близкой к пижониту.

Диопсид встречается и в довольно чистом виде с характерным угасанием в 35—40°. По форме выделения он очень похож на гиперстен, но значительно уступает ему в количественном отношении.

Рис. 49. Мирмекитовые вростки кварца в плагиоклазе гранат-полевошпатовой породы. 1×80; ник. +

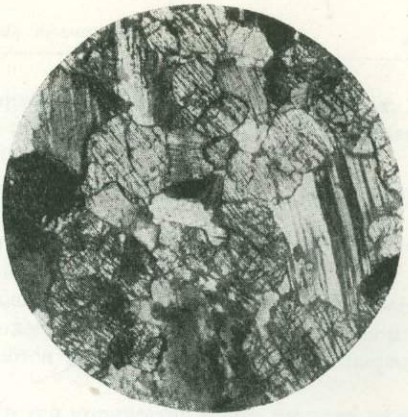


Рис. 50. Гранобластическая структура пироксен-плагиоклазовой породы. 1×35; ник. +

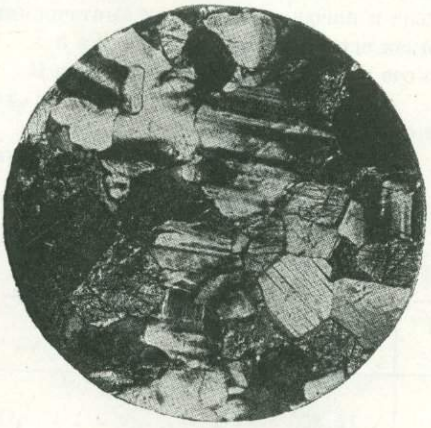


Рис. 51. Структура габброидной породы. 1×55; ник. +

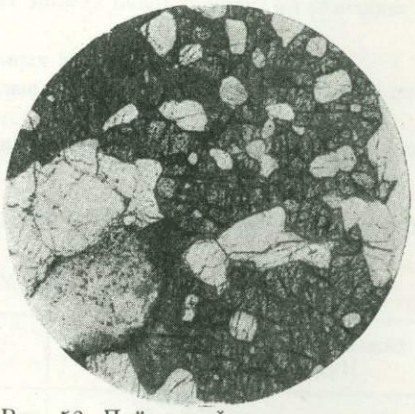


Рис. 52. Пойкилоофитовая структура габброидной породы. 1×20; ник. ||

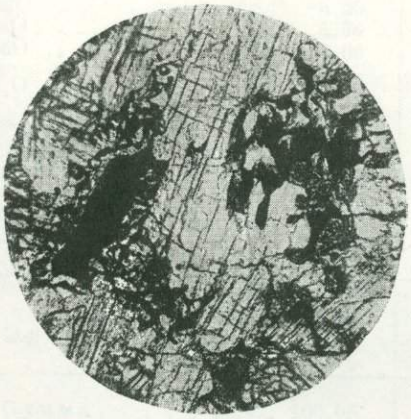


Рис. 53. Симплектитовые выделения шпинели в габброидной породе, 1×23; ник. ||

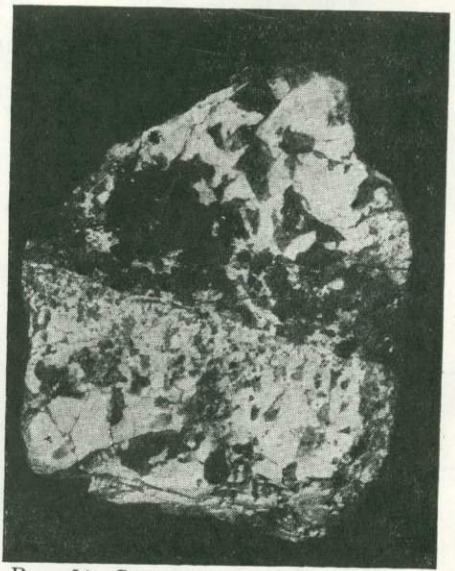


Рис. 54. Среднезернистый пегматит с пегматоидной структурой. 1 : 2.

Роговая обманка в виде самостоятельных зерен чаще отсутствует, но в нескольких шлифах достигает количества, почти равного количеству пироксена; эти выделения обладают обычной зеленой окраской.

Более часто наблюдаются волокнистые разности роговой обманки бурого цвета, замещающей пироксены.

Нередко вторичный амфибол представлен бесцветным актинолитом с двулучепреломлением, близким к 0.020—0.026 и с угасанием в 17°.

Биотит встречается еще реже амфиболов, при чем первичное его выделение обнаружено лишь в нескольких шлифах из более кислых разностей пироксено-плагиоклазовых пород. Несколько чаще наблюдаются мелкие чешуйки этого минерала, замещающие пироксены и гранат.

Гранат наблюдается далеко не всегда, и его количество почти никогда не достигает таких размеров, как в гранат-полевошпатовых породах; в зернах граната, так же как и в гранат-полевошпатовых породах, наблюдаются округлые зерна кварца.

Хлорит в более измененных разностях иногда очень обилен; он замещает все темноцветные минералы, включая и гранат.

Апатит встречается в виде неправильных зерен в других минералах.

Циркона обычно немного; его округлые зерна, как и в уже описанных породах, включены в другие минералы.

Рудный минерал (видимо магнетит) приурочен в основном к зернам пироксена.

Химический анализ пироксен-плагиоклазовой породы дает следующие результаты:

Образец № 1084

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Niggli
SiO_2	58.51	975	62.26	si = 204.8
TiO_2	1.25	16	1.02	ti = 3.4
ZrO_2	0.00	—	—	co_2 = 0.6
Al_2O_3	17.34	170	10.86	al = 30.2
Fe_2O_3	0.30	2	0.13	fm = 41.9
FeO	7.41	103	6.55	c = 17.2
MnO	0.05	—	0.03	alk = 10.7
MgO	5.25	131	8.37	k = 0.22
CaO	5.46	97	6.18	mg = 0.56
BaO	0.00	—	—	
K_2O	1.15	13	0.83	$\frac{c}{fm}$ = 0.41
Na_2O	2.88	47	3.01	
$+H_2O$	0.15	8	0.51	
$-H_2O$	0.16	9	—	
F	0.00	—	—	
Cl	0.05	1	0.06	
CO_2	0.11	3	0.19	
	100.07	—	—	
$-O_{Cl}$	0.01	—	—	
Сумма	100.06	1566	—	

На основании указанных цифр порода попадает в верхнюю часть поля изверженных пород второго сечения тетраэдра Niggli, при чем точка анализа № 1084 оказывается довольно близко к анализам биотитовых гнейсов (см. стр. 228).

в. Габброидные породы

Макроскопически габброидные породы очень темного цвета благодаря большому количеству пироксена; иногда пироксен слагает почти 100% породы, в таком случае порода зеленовато-черного цвета. Сложение породы массивное, при чем по размеру зерен можно различать мелко-, средне- и крупно- (даже грубо-) зернистые разновидности.

Под микроскопом хорошо видна массивность текстуры и структурные особенности породы. Структура породы чаще гранобластическая, но нередко также с элементами офитовости (рис. 51) и даже наличием пойкилоофитового сложения, заключающегося в том, что крупные неправильные зерна пироксенов включают в себя более мелкие изометричные зерна плагиоклаза (рис. 52).

Минералогический состав следующий: кварц, плагиоклаз, гиперстен, диопсид, авгит, роговая обманка, биотит, хлорит, шпинель, апатит, циркон, рудный минерал.

Кварц встречается в очень незначительном количестве, а иногда отсутствует и полностью; он встречается в виде округлых и изредка неправильных зерен в плагиоклазе; кварц обычно обладает волнистым угасанием.

Плагиоклаз наряду с темноцветными минералами является основным компонентом описываемой породы, реже он слагает только 20—30% породы и лишь в единичных шлифах в наиболее темных разностях габброидных пород отсутствует полностью. Зерна плагиоклаза большей частью угловаты и ксеноморфны, но иногда часть их обладает некоторым идиоморфизмом.

Иногда наблюдаются две разновидности плагиоклаза:

1) зерна с идиоморфными очертаниями и двойниками по карлсбадскому закону;

2) зерна с неправильными очертаниями с двойниками по альбитовому и переклиновому законам.

Интересно отметить, что неправильные зерна на несколько номеров (до 10) кислее первых, при чем вещество их иногда сильней изменено, чем у идиоморфных зерен. Кроме указанного факта, необходимо отметить, что во многих шлифах наблюдается зональное строение плагиоклаза.

Вещество плагиоклаза в общем довольно сохранное. Измерение показателей преломлений дает следующие результаты:

№ обр.	Ng	Np	Ng—Np	Состав плагиоклаза
849	1.563	1.555	0.008	Лабрадор № 51
213	1.565	1.558	0.007	Лабрадор № 54—57
243	1.565	1.558	0.007	Лабрадор № 54—57
871	1.566	1.560	0.006	Лабрадор № 57—61

Пироксены слагают обычно около 50% породы, лишь в некоторых случаях их количество достигает почти 100%; они представлены в основном гиперстеном и диопсидом, относительные количества которых варьируют в широких пределах, чаще преобладает первый, но в более кислых разностях больше диопсида. В наиболее основных фациях габброидных пород прибавляется заметное количество авгита.

Гиперстен обладает оптическими свойствами, указанными при описании пироксен-плагиоклазовой породы.

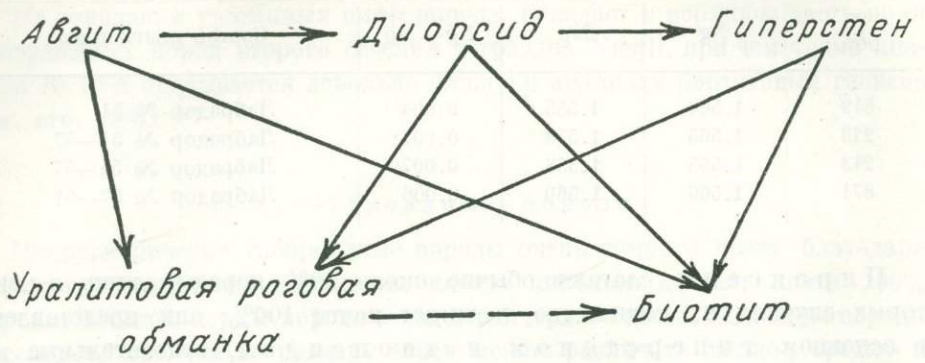
Диопсид по составу несколько изменился в сторону увеличения Fe, так как его оптические константы таковы: $Ng = 1.708$; $Np = 1.695$.

Авгит обладает светлозеленой окраской; угасание $c : \gamma = 44°$. Необходимо отметить характерное взаимоотношение между различными пироксенами, выражающееся в том, что зерна авгита иногда окружены каймой диопсида, зерна же диопсида в свою очередь окружены гиперстеном. Кроме того все пироксены замещаются уралитовой роговой обманкой, обладающей угасанием от 10 до 14° и в очень небольшой степени биотитом, редкие чешуйки которого располагаются около зерен пироксена. Лишь в нескольких шлифах среди темноцветных компонентов биотит играет не последнюю роль, при чем в таких случаях далеко не для всех пластинок можно уловить связь его с другими железисто-магнезиальными минералами, что позволяет предполагать образование его независимо от пироксенов.

Таким образом в обобщенном виде сочетание темноцветных компонентов можно схематично представить следующим образом (см. стр. 152).

Шпинель иногда присутствует в довольно большом количестве, она представлена темнозелеными, очень густо окрашенными изотропными зернами с неправильными очертаниями; иногда в зернах пироксена встречаются червеобразные выделения шпинели, очень похожие на симплектитовые выделения (рис. 53).

Апатит в количественном отношении варьирует весьма значительно; встречается он обычно в виде мелких призматических кристалликов или более крупных неправильных зерен.



Цирк о н наблюдается довольно редко; как и в вышеописанных породах, формы его округлые.

Рудный минерал (магнетит) несомненно вторичный по пироксенам, в зернах которого он занимает трещинки спайности, создавая, таким образом, прожилкообразные выделения; как указывалось выше, рудный минерал в некоторых случаях ассоциируется с выделениями биотита.

Таким образом, можно наметить некоторую общую схему порядка формирования габброидных пород, которая выражается следующим образом:

Название минералов	Порядок образования	Примечание
Циркон	—	Реликты от ранее существовавшей породы
Кварц	—	
Апатит	– – –	
Плагиоклаз	———	
Пироксены	———	
Шпинель	?	
Роговая обманка	———	
Биотит	– – – ———	Продукты замещений пироксенов
Рудный минерал	———	
Хлорит	———	

На основании коэффициентов Niggli анализы габброидных пород попадают во второе (обр. № 16), третье (обр. № 213) и четвертое (обр. № 551) сечение тетраэдра, при чем вместе с анализом пироксен-плагиоклазовой по-

Химический состав габброидных пород

№ обр.	213		551		16	
	Весов. %	Молек. кол.	Весов. %	Молек. кол.	Весов. %	Молек. кол.
SiO_2	55.07	918	50.49	841	44.37	739
TiO_2	0.45	6	1.25	16	0.48	6
ZrO_2	0.00	—	0.00	—	не опр.	—
Al_2O_3	16.85	166	14.70	144	13.70	134
Cr_2O_3	0.00	—	0.00	—	не опр.	—
Fe_2O_3	0.19	1	1.23	8	4.75	30
FeO	8.98	125	12.63	175	5.56	77
MnO	0.10	1	0.22	3	0.15	2
MgO	7.86	196	6.09	152	20.03	500
CaO	6.51	116	9.86	176	8.85	158
BaO	0.02	—	0.03	—	не опр.	—
K_2O	0.55	6	0.42	5	0.39	4
Na_2O	2.59	42	2.28	37	0.33	5
$+H_2O$	0.41	23	0.40	22	1.10	61
$-H_2O$	0.16	—	0.19	—	0.08	—
F	0.00	—	0.00	—	0.03	2
Cl	0.08	2	0.05	1	0.07	2
P_2O_5	—	—	0.27	2	0.06	—
CO_2	0.28	6	0.06	1	Нет	—
$-O_{Cl}$	100.10 0.02	—	100.17 0.01	—	99.95 0.02	—
Сумма	100.08	1 608	100.16	1 583	99.93	1 720

№ обр.	Молек. %		
	213	551	16
SiO_2	57.15	53.14	49.96
TiO_2	0.37	1.01	0.35
ZrO_2	—	—	—
Al_2O_3	10.32	9.09	7.78
Fe_2O_3	0.06	0.51	1.74
FeO	7.76	11.06	4.48
MnO	0.06	0.19	0.12
MgO	12.18	9.59	29.10
CaO	7.20	11.12	9.18
BaO	0.01	0.01	—
K_2O	0.37	0.32	0.29
Na_2O	2.60	2.33	0.23
$+H_2O$	1.43	1.39	3.55
F	—	—	0.01
Cl	0.12	0.06	0.11
P_2O_5	—	0.13	—
CO_2	0.37	0.06	—
Сумма	100.00	100.00	100.00

Пересчет анализов по Niggli			
№ обр.	213	551	16
si	137.7	117.7	81.3
ti	0.9	2.2	0.7
co_2	0.9	0.1	—
al	25.2	20.3	14.2
fm	49.7	48.9	68.0
c	17.8	24.9	16.8
alk	7.4	5.9	1.0
k	0.12	0.12	0.44
mg	0.61	0.44	0.78
$\frac{c}{fm}$	0.36	0.51	0.24

роды (обр. № 1084) они дают довольно правильную прямую, подходящую левым концом к границе с полем глинистых осадков, а правым — к краю диаграмм.

г. Полевошпатовые породы с большим количеством глиноземсодержащих минералов

Среди массивных пород встречено несколько небольших участков, отличающихся от гранат-полевошпатовых и пироксен-плагиоклазовых пород наличием значительного количества глиноземсодержащих минералов, как силлиманит, шпинель, кордиерит, а также совместным присутствием зерен кварца и корунда. Наиболее резкое отличие от описанных выше пород наблюдалось в двух образцах (№ 511 и 900), которые, кроме того, разнятся между собой.

Образец № 511 по внешнему виду очень похож на описанную выше гранат-полевошпатовую породу, но микроскопическое изучение выявило значительное отличие в минералогическом составе, заключающееся в присутствии значительного количества силлиманита, кордиерита и шпинели, кроме того, обнаружено небольшое количество корунда.

Краткая характеристика породообразующих минералов такова.

Кварц встречается довольно редко; он обнаружен лишь в виде округлых зерен в микроклине. В кварце наблюдаются мельчайшие иголочки, видимо, силлиманита.

Микроклин является главным породообразующим минералом; он представлен крупными зернами весьма неправильной формы. В массе микроклина имеется большое количество резкоочерченных пертитовых вростков плагиоклаза; формы их веретенообразные и иногда угловатые. Состав вростков определяется следующими оптическими константами:

$$Np = 1.527;\ Ng = 1.518;\ Np - Ng = 0.009.$$

Малые величины указанных цифр указывают, видимо, на некоторую примесь к альбитовой молекуле небольшого количества ортоклазового вещества.

Плагиоклаз образует также неправильные зерна, но по размеру они обычно значительно уступают микроклину. Плагиоклаз формировался, видимо, поздней микроклина, о чем свидетельствует некоторое разъедание им зерен микроклина и особенно образование вокруг зерен шпинелей правильных каемок.

Необходимо отметить наличие иногда мирмекитовых вростков кварца в плагиоклазе. Определение плагиоклаза на Федоровском столике показывает, что $2V = -87°$ (двойник Манебахский), это соответствует плагиоклазу № 35.

Кордиерит присутствует в значительном количестве; он представ-

лен неправильными зернами, слагающими неправильные гнездообразные участки; особенно часто он ассоциирует с зернами граната и силлиманита. Кордиерит обладает характерным желтым плеохроизмом вокруг включений других пузырьков газа.

Биотит присутствует в очень незначительном количестве в микроклине; он обладает нередко изометричными очертаниями, иногда с некоторым идиоморфизмом. Иногда биотит как бы обрастает зерна шпинели, правда, не так правильно, как альбит. В биотите имеется местами значительное количество иголочек рутила, особенно в краевых частях пластин.

Гранат имеется в большом количестве; формы его зерен всегда очень неправильные, что указывает на кристаллизацию его в условиях наличия других зерен. В гранате наблюдаются призматические кристаллы силлиманита, зерна кварца, шпинели и рудного минерала. По оптическим константам гранат относится к альмандину, в частности N = 1.82.

Силлиманит имеется в значительном количестве, ассоциируется он с гранатом, кордиеритом и шпинелью; иногда он дает довольно тесные срастания с биотитом. Зерна силлиманита в большинстве случаев представлены характерными призматическими кристаллами, особенно вытянуты мелкие призмочки в гранате и кварце.

Показатели преломления таковы Ng = 1.682; Np = 1.660.

Шпинель встречается в виде неправильных зерен с густой зеленой окраской; она встречается вместе с рудным минералом и силлиманитом; иногда зерна шпинели наблюдаются в гранате.

Показатель преломления N = 1.74.

Корунд встречен в виде нескольких зерен. Одно относительно более крупное зерно находится в непосредственном окружении зерен шпинели и силлиманита, кроме того мелкие зернышки корунда обнаружены в кордиерите. Зерна корунда весьма неправильной формы; плеохроизм обычный — голубой; показатель преломления большой; незначительные размеры зерен не позволяют произвести измерения оптических констант.

В качестве включений в корунде имеются мельчайшие зернышки шпинели.

Циркон встречается в виде мелких округлых зерен.

Рудный минерал довольно обилен, он ассоциируется чаще с гранатом и силлиманитом, но нередко наблюдается и в полевом шпате. Зерна его обладают обычно неправильными контурами, лишь иногда можно заметить наличие гексагональных кристаллографических очертаний, что позволяет предполагать наличие ильменита.

Структура породы в общем близка к гранобластической, отличием является несколько неравномерное распределение отдельных компонентов и в особенности силлиманита.

Химический состав породы таков:

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Niggli
SiO_2	57.27	954	62.64	si = 181
TiO_2	1.05	14	0.92	ti = 2.7
P_2O_5	0.08	1	0.07	p = 0.2
Al_2O_3	18.99	186	12.20	al = 35.6
Cr_2O_3	0.00	—	—	
Fe_2O_3	1.94	12	0.79	fm = 49.4
FeO	8.72	121	7.94	
MnO	0.07	1	0.07	c = 2.7
MgO	4.50	112	7.36	alk = 12.3
CaO	0.76	14	0.92	
Na_2O	1.06	17	1.12	k = 0.73
K_2O	4.42	47	3.08	
$+H_2O$	0.64	36	2.36	mg = 0.43
$-H_2O$	0.18	—	—	
CO_2	0.34	8	0.53	$\frac{c}{fm}$ = 0.05
Cl	сл.	—	—	
F	0.00	—	—	
Сумма	100.02	1 523	100.00	

По коэффициентам Niggli порода попадает в первое сечение тетраэдра в поле глинистых осадков (см. стр. 228). По минералогическому (химическому) составу и структуре порода близка к описанным выше гранат-полевошпатовым породам, от которых отличается повышенным содержанием минералов, богатых глиноземом, как-то: кордиерита, силлиманита, шпинели и даже чистого Al_2O_3 — корунда. Все это позволяет предполагать, что описанная порода, как и гранат-полевошпатовая порода, произошла за счет глубокой метаморфизации глинистых осадочных пород.

Образец № 900 представляет довольно темную породу, отдельные составные части которой макроскопически почти не определимы, невооруженный глаз различает лишь чешуйки биотита и зерна граната.

При микроскопическом изучении создается впечатление, что порода очень сильно изменена, так как фоном породы являются чешуйчатые минералы: биотит, серицит и хлорит. Так, например, полностью отсутствуют участки полевых шпатов, по которым возможно определить их состав, вместо крупных зерен граната наблюдаются лишь отдельные небольшие участки, разобщенные скоплениями чешуек биотита и хлорита; зерна силлиманита как бы замещены биотитом и особенно серицитом; неправильные выделения корунда находятся в массе серицита. Биотит представлен светлой разностью (видимо гидробиотит). В биотите много мелких зерен рудных минералов и лейкоксена.

Химический состав этой породы следующий:

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Niggli
SiO_2	45.01	750	48.39	si = 116
TiO_2	1.26	16	1.03	ti = 2.5
P_2O_5	0.07	1	0.06	p = 0.2
Al_2O_3	25.52	250	16.12	al = 38.6
Fe_2O_3	2.92	18	1.17	
FeO	7.02	100	6.45	fm = 40.9
MnO	0.06	1	0.06	
MgO	5.14	128	8.26	c = 5.1
CaO	1.87	33	2.13	
Na_2O	2.59	42	2.71	alk = 15.4
K_2O	5.46	58	3.75	
$+ H_2O$	2.56	142	9.16	k = 0.58
$- H_2O$	0.12	—	—	
CO_2	0.00	—	—	mg = 0.48
Cl	0.24	7	0.45	$\frac{c}{fm}$ = 0.12
F	0.07	1	0.06	
Сумма	99.91	1547	100.00	

По коэффициентам Niggli порода попадает во второе сечение тетраэдра в поле глинистых осадков (стр. 228).

По химическому и минералогическому составу описанную породу можно отнести к серии глубоко измененных осадочных пород.

Б. Магматические породы

Гранитные породы не вошли в площадь исследований автора, но некоторые выводы были бы весьма неполны, если совсем опустить характеристику этих пород, играющих в генезисе месторождения первостепенную роль. Для излагаемой ниже краткой характеристики гранитных пород мы воспользовались двумя образцами, любезно предложенными нам М. М. Лавровым, проводившим в районе Канского месторождения поисковые работы на мусковит.

1. Гранитит

Макроскопически — это светлая среднезернистая порода с розовой окраской, состоящая в основном из кварца, микроклина и биотита.

Микроскопическое изучение показывает, что гранитит обладает обычной гипидиоморфно-зернистой структурой и сравнительно крупным размером зерен (до 2×3 мм²). Кроме обычных структурных взаимоотношений породообразующих минералов, надо отметить некоторую коррозию

плагиоклаза микроклином, при чем в краевой части плагиоклаза на контакте с микроклином изредка развиваются мирмекитовые вростки кварца; последние, как обычно, вытянуты перпендикулярно контакту микроклина и плагиоклаза.

Минералогический состав: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, хлорит, апатит, титанит.

Кварц занимает промежутки между зернами других минералов, иногда слагая линзообразные выделения. Угасание зерен волнистое.

Микроклин представляет не менее 50% всех лейкократовых составных частей, его зерна обладают наиболее крупными размерами. Большая часть микроклина обладает обычной двойниковой решеткой; масса всех зерен очень чиста от вторичных продуктов, что является резким отличием их от плагиоклаза. В качестве включений в микроклине наблюдаются зерна плагиоклаза, апатита и рутила, а также пластинки биотита и хлорита. Плагиоклаз в количественном отношении заметно уступает микроклину и, видимо, даже кварцу. Его зерна иногда имеют идиоморфные очертания. Плагиоклаз обладает полисинтетическими двойниками по альбитовому закону; масса плагиоклаза сильно пелитизирована — иногда развиваются относительно крупные чешуйки мусковита. Определение на Федоровском столике показывает, что $2V = +87°$ (двойник периклиновый), это соответствует № 13.

Биотит выделялся довольно поздно, после плагиоклаза, видимо, вместе с микроклином. Зерна его неправильной [формы с «рваными» концами пластин; иногда биотит заметно хлоритизирован. Хлорит присутствует как вторичный минерал по биотиту.

Апатит встречается в виде довольно крупных округлых зерен, ассоциирующих с биотитом. Титанит представлен мелкими зернышками, расположенными цепочками по периферии и трещинкам биотита.

Рудных минералов очень мало.

Порядок выделения примерно следующий:

Акцессорные минералы —
Биотит ——
Плагиоклаз ———
Микроклин ———
Кварц ———

Химический состав (см. табл. на стр. 159).

На основании коэффициентов Левинсон-Лессинга эту породу надо отнести к гранититу, что вполне соответствует ее структуре и минералогическому составу.

Адамеллит

По внешнему виду адамеллит отличается от гранитита порфировидным сложением и серой окраской; главные породообразующие минералы — кварц, плагиоклаз и биотит.

Образец № 1620

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Левинсон-Лессингу
SiO_2	71.44	11 90	76.53	1.32 RO R_2O_3 8.2SiO_2
SiO_2	0.39	5	0.32	$\beta = 2.8$, $\alpha = 3.80$;
ZrO_2	0.00			$\gamma = 3.54$
P_2O_5	0.12	1	0.06	$R_2O : RO = 1.1 : 1$
Al_2O_3	4.16	139	8.94	
Cr_2O_3	0.00			
Fe_2O_3	0.47	3	0.19	
FeO	2.22	31	1.99	
MnO	0.02			
MgO	0.81	20	1.29	
CaO	2.78	41	2.63	
BaO	0.03			
K_2O	5.28	56	3.61	
Na_2O	2.64	43	2.76	
Li_2O	спектор 0,003—0,006			
$+ H_2O$	0.39	22	1.42	
$- H_2O$	0.22			
CO_2	0.1 6	4	0 26	
Сумма	100.63	1555		

Структура адамеллита гипидиоморфно-зернистая, обычная для гранитных пород. Кроме того, необходимо отметить наличие порфировидных выделений плагиоклаза, краевые части которого обычно довольно сильно корродированы зернами общей массы. Размеры порфировых выделений превышают размеры зерен основной массы не более чем в 5—6 раз.

Микроскопическое изучение указывает на следующий состав: кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит, апатит, титанит, рудный минерал.

К в а р ц занимает промежутки между другими минералами, что обусловливает ксеноморфность его очертаний, в количественном отношении он почти уступает зернам плагиоклаза. Угасание кварца обычно волнистое. В очень небольшом количестве кварц встречается в виде мирмекитовых вростков в мелких зернах плагиоклаза.

П л а г и о к л а з на ряду с кварцем является основным породообразующим минералом, при чем, как указано выше, он представлен зернами двух генераций: порфировые выделения и более мелкие зерна основной массы. Зерна обоих генераций обладают полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Более крупные зерна часто обладают зональностью, при чем границы между более основной центральной частью и узкой периферийной каемкой обычно довольно резки.

Определение на Федоровском столике показывает, что $2V = +88°$, двойник $\frac{[100]}{(010)}$, это соответствует № 15.

Пелитизация зерен плагиоклаза очень незначительная; более резкому

изменению подверглись участки между зонами зональных зерен и много реже их центральные части, тогда как по периферии зерна обычно очень свежи.

Биотит выделялся несколько ранее светлых составных частей, лишь в порфировых вкрапленниках он встречается в виде исключения; нередко наблюдается некоторый идиоморфизм его контуров.

Хлорит встречается в виде пластинок, аналогичных замещаемому им биотиту. Переходы между биотитом и хлоритом замечаются постепенные и резкие. Пластинки хлорита обладают сильным плеохроизмом в зеленых тонах и субнормальной фиолетовой и коричневатой интерференционной окраской.

Апатит встречается в виде очень мелких призмочек в полевом шпате и кварце и в виде более крупных зерен в биотите. Титанит наблюдается как правило по соседству с биотитом и хлоритом; он представлен неправильными округлыми зернами.

Рудный минерал (магнетит), по сравнению с другими акцессорными минералами, обладает более крупными размерами, часто с идиоморфными очертаниями. Порядок выделения можно схематично изобразить следующим образом:

Акцессорные минералы ——
Биотит ——
Плагиоклаз ——
Кварц ——

Образец № 1621

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет анализа по Левинсон-Лессингу
SiO_2	67.28	1 121	73.32	1.19 $\overline{RO}$ R_2O_3 6.2 SiO_2;
TiO_2	0.55	7	0.46	
ZrO_2	следы	—	—	$\beta = 35$; $\alpha = 2.96$; $\gamma = 2.82$;
P_2O_5	0.16	1	0.07	$RO_2 : RO = 1 : 1.1$
Al_2O_3	16.64	163	10.6	
Cr_2O_3	0.00	—	—	
Fe_2O_3	1.36	9	0.59	
FeO	1.72	24	1.57	
MnO	0.00	—	—	
MgO	0.91	23	1.51	
CaO	3.17	56	3.66	
BaO	0.00	—	—	
K_2O	3.48	37	2.42	
Na_2O	4.07	66	4.31	
$+H_2O$	0.33	22	1.44	
$-H_2O$	0.27	—	—	
CO_2	0.00	—	0.00	
Сумма	99.94	1 529	100.00	

По коэффициентам Левинсон-Лессинга порода должна быть отнесена к адамеллиту, что вполне совпадает с минералогическим составом, порфировидность же породы заставляет назвать ее порфировидным адамеллитом.

2. Порфириты и их дериваты

а. Кварцевый порфирит

Кварцевый порфирит по внешнему виду представляет собою плотную породу с красной окраской: от светлорозовой до коричнево-красной. Среди общей почти афанитовой массы наблюдаются порфировые выделения кварца и полевого шпата.

Микроскопическое изучение показывает, что структура породы порфировая; основная масса обычно мелкозерниста и обладает гранофировой структурой, при чем полевой шпат и кварц в отдельных участках дают микро-письменные срастания.

В качестве порфировых выделений встречаются кварц и полевой шпат.

В основной массе, кроме кварца и полевого шпата, имеется мусковит, гранат, рудный минерал и в качестве вторичных образований хлорит, соссюрит и кальцит.

Полевой шпат в большинстве случаев сильно изменен, благодаря чему почти не определим, но в одних случаях можно предполагать, что он представлен калиевым полевым шпатом, в других же бывают заметны альбитовые двойники кислого плагиоклаза.

б. Плагиоклазовый и роговообманковый порфириты

Плагиоклазовый и роговообманковый порфириты по внешнему виду и составу очень близки; отличием являются относительные количества плагиоклаза и роговой обманки как среди порфировых вкрапленников, так и в основной массе породы.

Оба порфирита в более сохранившихся разностях являются плотными породами, обладающими темной зеленовато-серой окраской; лишь в измененных разностях они становятся сравнительно мягкими, одновременно приобретая более светлую зеленовато-бурую окраску. Макроскопически иногда хорошо различимы порфировые выделения плагиоклаза и роговой обманки, а также зерна пирротина. Под микроскопом, кроме почти всегда присутствующей порфировой структуры, видна диобазовая и изредка микролитовая структуры основной массы породы.

В качестве порфировых выделений наблюдаются плагиоклаз и роговая обманка.

Плагиоклаз обычно с ясными идиоморфными очертаниями; сохранность его зерен часто очень плохая, обычно он сильно серицитизирован и каолинизирован. Плагиоклаз обладает полисинтетическими двойниками и часто зонален; состав его не всегда удается определить, произведенные измерения указывают на наличие плагиоклаза от олигоклаза до андезин-лабрадора.

Роговая обманка в большинстве случаев сильно уралитизи-

рована и хлоритизирована, благодаря чему ее идиоморфные контуры иногда расплывчаты; она обладает плеохроизмом в зеленых тонах и угасанием, равным 19°.

Минералогический состав основной массы следующий: плагиоклаз и роговая обманка слагают главную часть основной массы, относительные количества их варьируют в очень широких пределах; в меньшем количестве наблюдаются эпидот, апатит, рудный минерал и гранат.

Из вторичных минералов присутствуют биотит и хлорит (оба по роговой обманке), кальцит, соссюрит и лимонит. Необходимо отметить заметное иногда количество пирротина и в особенности эпидота.

Пирротин выделяется в виде неправильных зерен величиной до 1 мм.

Эпидот в некоторых жилах замещает значительную часть зерен плагиоклаза и роговой обманки, создавая, таким образом, постепенный переход к нижеописываемой кварц-эпидотовой породе.

в. Кварцево-эпидотовая порода

Кварцево-эпидотовая порода обычно обладает характерной зеленовато-желтой окраской, присущей эпидоту, невооруженным глазом иногда хорошо видны порфировидные выделения округлых зерен кварца.

Структура породы неравномерно-зернистая и обычно характеризуется порфировидными выделениями эпидота и кварца.

Минералогический состав: эпидот, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, рудный минерал и кальцит.

Эпидот является главной составной частью породы (как в порфировидных выделениях, так и в основной массе); порфировидные выделения эпидота нередко идиоморфные, при чем контуры их напоминают контуры полевых шпатов и роговых обманок порфиритов. В некоторых шлифах хорошо видно, как эпидот замещает зерна полевого шпата, образуя мелкозернистый, иногда волокнистый агрегат.

Кварц в количественном отношении большей частью уступает эпидоту; обычно он наблюдается в виде неправильных зерен, занимающих промежутки между выделениями эпидота, иногда оконтуривая зерна последнего сплошной каймой.

Плагиоклаз встречается не всегда, он представлен корродированными зернами, бывшими ранее порфировидными вкрапленниками. По составу он относится, видимо, к довольно основным разностям типа андезина (точное определение почти невозможно).

Роговая обманка присутствует так же далеко не всегда; как и плагиоклаз, она обычно сильно корродирована; вещество роговой обманки часто значительно изменено процессами уралитизации.

Хлорит и кальцит развиваются как вторичные минералы по эпидоту, роговой обманке и плагиоклазу.

На основании кратко изложенной характеристики породы можно считать, что она образовалась из порфиритов путем переработки гидротермальными растворами, сопровождавшими последние. Уверенность в правильности этого предположения еще больше увеличивается, если мы напомним, что кварцево-эпидотовая порода всегда встречается в непосредственном соседстве с жилами порфирита.

В. Динамометаморфные породы

1. Милониты

Милониты представляют результаты значительного раздробления и перетирания описанных пород. Образование милонитов происходило при настолько значительном давлении, что порода остается весьма плотной и совершенно не приобретает дресвивости; степень милонитизации пород довольно разнообразная. Сильно милонитизированные породы, как указано в геологическом очерке, обычно довольно резко ограничены от неизмененных пород.

Наиболее характерные милониты описываемого комплекса представляют собою сильно расслоенные и часто рассланцованные породы, обычно довольно темного цвета; лишь при наличии большого количества пегматитового материала они приобретают розоватую окраску.

Под микроскопом хорошо видна катакластически-слоистая структура мелкозернистой массы, среди которой наблюдаются псевдопорфировые зерна, сохранившиеся от перетирания. Раздробленная и растертая основная масса обволакивает псевдопорфировые зерна.

Сохранившиеся зерна представлены гранатом, кварцем, полевым шпатом и иногда апатитом. Их контуры обычно неровны, но редко с угловатыми краями.

Основная масса часто расчленена на более темные и более светлые слои. Минералогический состав обычно ничем не отличается от состава описанных выше пород; так, в мелкозернистой массе констатированы: кварц, полевой шпат, диопсид, гиперстен, роговая обманка, биотит, мусковит, гранат, апатит, циркон, рудный минерал, кальцит, хлорит, серицит, лимонит. Необходимо отметить, что полевые шпаты, темноцветные минералы и тонкозернистая масса обычно сильно изменены, за счет них значительно развиты чешуйки хлорита и серицита, причем последний иногда бывает относительно крупных размеров.

2. Брекчии и дресва

Брекчии и дресва развиваются, как указывалось, по плоскостям смещений; кроме того дресва образуется при поверхностном разрушении всех описанных выше пород. Тектоническая дресва и брекчия представляют собою обломки описанных пород, при чем для дресвы размеры обломков

определяются несколькими миллиметрами, а для брекчий до нескольких десятков сантиметров. Необходимо отметить находку среди дресвы округлой брекчии трения с хорошо сглаженной поверхностью.

Г. Пегматиты

а. Формы пегматитовых жил

Все пегматитовые жилы района приурочены только к сланцеватым породам — биотитовым и частично роговообманковым гнейсам. Правда, довольно близки к пегматитам некоторые участки гранат-полевошпатовых пород, но от них жильные пегматиты отличаются крупными размерами зерен, наличием большого количества таких минералов, как турмалин и берилл, а также почти всегда прослеживающимся зональным строением жил. Но в некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы по простиранию в эти породы жильного пегматита.

На площади Канского месторождения (21 км²) вскрыто 121 пегматитовая жила с общим погоном 15 405 м.

Контакты жил с боковыми породами обычно резкие по сравнительно ровной, несколько волнистой плоскости. Иногда у контакта бывает незначительная переслаиваемость гнейсов и пегматита, выражающаяся в том, что отдельные слои гнейсов в 1—2 см отделены от общей массы гнейсов.

Большая часть пегматитов весьма близка к пластовым жилам; они довольно хорошо следуют направлению простирания гнейсов, которое варьирует в пределах 100—150°; направление падения, как правило, северо-восточное; величины углов падений иногда довольно сильно отличаются от вмещающих гнейсов и варьируют в больших пределах; даже для отдельных жил имеются изменения от 15 до 60°; большая же часть замеров близка к 40—50°. Расхождение углов падения пегматитовых жил и гнейсов достигает 20—30° (см. рис. 41 на стр. 125).

Формы пегматитовых тел имеют также значительное разнообразие: большая часть должна быть отнесена к пластинообразным жилам. Они обычно хорошо выдержаны по простиранию, тянутся сравнительно на большое расстояние, обычно 200—400 м, при одинаковой мощности в 1—2 м. В некоторых случаях длина достигает 2 000 м при мощности от 10 до 50 м — такова самая большая жила отвода, вскрытая разведками на Даниловской заявке, 8-й точке, 8-й линии, 12-й точке и в Приканском участке. Другим крайним типом формы пегматитового тела являются линзы пегматита, т. е. жилы с самыми неправильными контурами; иногда нет возможности выявить среднее простирание и падение жилы. Для таких тел можно говорить лишь об элементах склонения отдельных контактов с окружающими породами. Эта неправильность контуров наблюдается не только в горизонтальном сечении, но и в вертикальном. Особенно четко

такие формы наблюдаются у жил Октябрьского рудника (см. рис. 27 на стр. 106). Между этими двумя крайними типами форм имеется целый ряд промежуточных.

Довольно явно вырисовывается связь между формой пегматитового тела и внешней формой вмещающих гнейсов. Эта связь заключается в том, что там, где имеются выдержанные «пласты» гнейсов, пегматитовые жилы выдержаны по простиранию и имеют пластинообразную или блинообразную форму; в тех же случаях, когда гнейсы обладают неправильными глыбообразными контурами, пегматитовые жилы имеют также неправильные формы, иногда повторяющие изгибы контуров гнейсов, как это видно на примере Октябрьских жил и Сахатиного рудника (см. рис. 24 и 27).

б. Строение и состав

Пегматитовые жилы Канского месторождения, несмотря на однообразие слагающих их минералов, имеют вполне заметные различия в количествах отдельных минералов и характере их распределения в теле жилы. На ряду с жилами, сложенными довольно однообразной массой пегматита, имеются жилы с хорошо выраженной зональностью, прослеживающейся как по отдельным участкам, так и по всей жиле в целом (см. описание отдельных жил). На основании изучения целого ряда жил с более хорошо развитой зональностью и путем сопоставления их друг с другом можно нарисовать следующую наиболее полную схему зональности канских пегматитов (описание ведется от висячего контакта).

1. Мелкозернистая аплитовидная зона имеет мощность в 1—2, реже 3—4 см, уменьшаясь иногда до нескольких миллиметров (рис. 41). Она является краевой частью всех пегматитовых жил и относится к продуктам быстрой кристаллизации пегматитового расплава, попавшего в условия более низкой температуры и, видимо, особенно давления.

Пегматит этой зоны белого или светлосерого цвета. Он состоит в основном из мелких (1—3, реже до 5 мм) зерен плагиоклаза и кварца, относительные количества и окраска которых создают окраску пегматита; плагиоклаз обладает составом от № 13 до № 25, но большая его часть близка к № 20. Кроме указанных минералов встречаются ортоклаз, гранат, мусковит и биотит.

Микроскопическое изучение показывает наличие довольно большого разнообразия процессов в этой начальной стадии формирования пегматитов. Так, например, наблюдается иногда двукратная кристаллизация плагиоклаза, выражающаяся в том, что в кварце имеются пелитизированные и мусковитизированные зерна плагиоклаза, и на ряду с этим кварц в свою очередь заключен в более крупные зерна плагиоклаза. Необходимо отметить, что в аплитовидных зонах иногда наблюдаются письменные структуры. Здесь же протекали в небольшой степени процессы мусковитизации

плагиоклаза, при чем характерно, что нередко этот процесс начинался с центральных частей зерен полевых шпатов. Освободившаяся SiO_2 отлагалась здесь же в виде мелких и мельчайших жилок и линзочек кварца в кварце более ранней генерации. Биотит находится в виде редких листочков, являясь, по всей вероятности, обрывками гнейсов. К результатам взаимодействия с гнейсами должно быть отнесено образование гранатов.

Таким образом в этой зоне мы видим сочетание ряда явлений и, как следствие, ряда структур. Если придерживаться формулировок структур А. Е. Ферсмана (43), то можно с определенностью указать на наличие порфировидной, письменной, отчасти пегматитоидной, и структуры замещения, т. е. на те явления и структуры, которые в более крупном виде представлены последующими зонами.

Отличием аплитовидной зоны является малая величина зерен, относительно бóльшая основность и бóльшее развитие плагиоклаза, а также наличие вместо микроклина ортоклаза; микроклин был встречен лишь в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе.

Валовой химический состав аплитовидной зоны жилы № 4 рудника Случайного представляется в следующем виде:

Образец № 115 А

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет по Левинсон-Лессингу
SiO_2	75.82	1263	79.82	0.9 $\overline{RO}$ R_2O_3 8.3 SiO_2
TiO_2	следы	—	—	$\beta = 2.28$; $\alpha = 4.26$; $\gamma = 4.38$
Al_2O_3	15.31	50	9.46	$R_2O : RO = 1.3 : 1$
Fe_2O_3	0.19	1	0.07	
Cr_2O_3	не обн.	—	—	
FeO	0.23	3	0.19	
MnO	следы	—	—	
MgO	0.08	2	0.13	
CaO	3.03	54	3.40	
BaO	следы	—	—	
Na_2O	4.41	71	4.48	
K_2O	0.51	5	0.32	
Li_2O	тыс. доли %	—	—	
$+H_2O$	0.59	33	2.08	
$-H_2O$	0.27	—	—	
CO_2	0.00	—	—	
P_2O_5	0.03	—	—	
Cl	0.04	—	0.06	
F	не обн.	—	—	
	100.51	—	—	
$-O_{Cl}$	0.01	—	—	
Сумма	100.50	1583	100.00	

По коэффициентам Левинсон-Лессинга аплитовидная зона параллелизуется с кварцевым порфиром, от которого отличается несколько меньшим относительным количеством R_2O.

2. Мусковит-турмалиновая зона мощностью от десятка сантиметров до 1—2 м и более. Пегматит этой зоны обладает различной окраской от желтовато-белой до буровато-красной; она зависит от цвета полевых шпатов, количество которых всегда преобладает над остальными компонентами. Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазом и микроклином: их относительные количества в различных жилах и даже иногда отдельных участках одной и той же жилы значительно разнятся, при чем полного отсутствия одного из них наблюдать не приходилось. Из других полевых шпатов микроскопические исследования обнаружили анортоклаз и в 2—3 случаях ортоклаз, находки последнего относятся к участкам с письменной структурой. Состав плагиоклаза варьирует от № 7 до № 25, но большая часть замеров показывает номера, близкие к 15 и 16. Кроме полевых шпатов существенными минералами являются кварц, мусковит и турмалин.

Структурные взаимоотношения этой зоны достаточно многообразны и сложны. Схематизировано структура пегматита мусковит-турмалиновой зоны в целом может быть отнесена к пегматоидной (рис. 54). Для этой структуры А. Е. Ферсман дает весьма краткую характеристику, которая в основном заключается в следующих положениях:

а. Пегматоидная структура есть результат одновременной кристаллизации полевого шпата и кварца.

б. Пегматоидная структура отличается от письменной тем, что и для полевого шпата «и для кварца наблюдается возникновение многих центров кристаллизации».

в. «Для пегматоидных структур характерна штриховка индукции».

Принимая указанную формулировку, структуру описываемой зоны можно в общем отнести именно к пегматоидной структуре, но нам кажется, что она не укладывается в рамки приведенной формулировки. Первой причиной является порядок первичной кристаллизации основных компонентов породы, т. е. полевого шпата и кварца, которая характеризуется не столько постоянной одновременностью начала кристаллизации, сколько различным порядком кристаллизации в различных жилах и даже частях жил (что соответствует, видимо, различным составам расплава и условиям кристаллизации). В мусковит-турмалиновой зоне первыми иногда выпадали короткостолбчатые кристаллы кварца, после чего шла кристаллизация полевошпатовой массы; в иных случаях кристаллизация начиналась полевым шпатом, или, наконец, полевым шпатом и кварцем одновременно. Такое же разнообразие в порядке кристаллизации наблюдается и среди группы полевых шпатов, что более подробно отмечается ниже.

Второй существенной причиной служат процессы замещения, которые изменяют первичное строение иногда до неузнаваемости. Особенно резко этот процесс наблюдается при мусковитизации полевых шпатов, при чем индукционная штриховка особенно сильно развивается именно при этом процессе. Образование мусковита и кварца за счет полевых шпатов очень сильно усложняет картину первичной кристаллизации минералов.

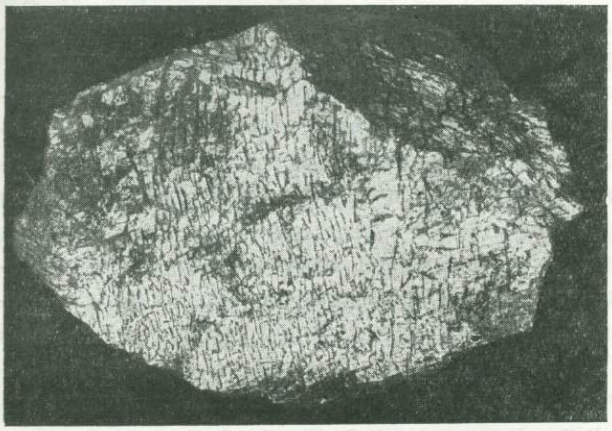


Рис. 55. Жилкообразные выделения кварца. 1 : 2

Третьей причиной является наличие среди «пегматоидной» структуры участков с письменной и псевдописьменной структурой. Образование участков с псевдописьменной структурой (рис. 55 и 56) может быть объяснено более поздним внедрением в монокристаллы полевого шпата своеобразных по форме жилок кварца, оптическая ориентировка которых обязана индуктирующим свойствам уже сформировавшегося полевого шпата. Несколько сложнее положение участков действительно письменного пегматита (рис. 57 и 58), местоположение которых не согласуется со схемой А. Е. Ферсмана. Полевые наблюдения указывают, что участки с письменной структурой заключены в мусковит-турмалиновой зоне, т. е. являются ее неразрывной частью, совершенство же структуры в отдельных случаях заставляет их считать конечной кристаллизацией этой фазы пегматита (до процессов замещения) с условиями эвтектоидного состояния. Вместе с тем наличие в калиевом пегматите, который представляет основную массу письменного пегматита кристалликов плагиоклаза, убеждает нас, что мы имеем дело с последней

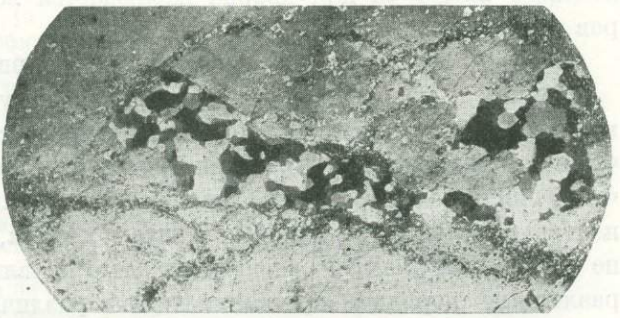


Рис. 56. Псевдо-ихтиоглипт, состоящий из мелких зерен кварца. 1×16; ник.+

стадией кристаллизации этой зоны, когда расплав уже почти освободился от плагиоклазовых молекул, когда состав расплава стал отвечать эвтектоидному состоянию.

Таким образом, в общем структура этой зоны близко подходит к пегматоидной структуре А. Е. Ферсмана, но вместе с тем она отличается принципом формирования, заключающемся в разнообразии (по времени и масштабам) порядка кристаллизации основных компонентов (полевой шпат + + кварц). Отличием является также наличие вполне ясно выраженных элементов эвтектоидности и процессов замещения; последнему обязано появление третьего основного компонента этой зоны — мусковита.

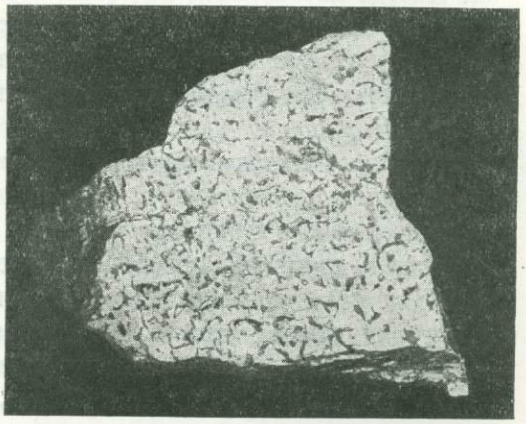


Рис. 57. Мелкозернистый письменный пегматит. 1 : 2.

Среди деталей строения мусковит-турмалиновых зон встречается довольно большое разнообразие. Они определяются в значительной степени процессами мусковитизации пегматитов — характером структурных взаимоотношений мусковита с другими минералами и его распределением в пегматите.

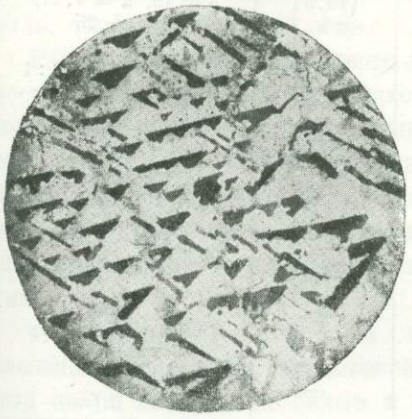


Рис. 58. Мелкозернистый письменный пегматит. 1 : 20; ник.+

Принимая название структуры этой зоны в целом «пегматоидной», для отличия характера распределения мусковита надо принять следующее.

1. В случае разбросанности мусковита в виде отдельных кристаллов и неправильных плиток (как исключение групп кристаллов) по всей мощности зоны можно структуру такой зоны назвать монадопегматоидной.

2. При наличии кустоватости в распределении мусковита необходимо структуру определить как гломеропегматоидную.

3. При наличии более или менее выдержанной зоны, очень богатой мусковитом (на глаз десятки процентов), мощность которой обычно небольшая, структуру можно назвать реликтопегматоидной, так как благодаря вторичности мусковита (для Канского месторождения), а

следовательно, и большой части кварца, от первичной пегматоидной структуры остаются лишь небольшие участки пегматита.

4. Иногда наблюдается почти полное замещение полевошпатовой части пегматита, при чем образующиеся мусковит и кварц дают очень тесное срастание. Своеобразие и вторичность пегматита, состоящего почти нацело из кварца и мусковита, заставляют определить его структуру как неопегматоидную.

Для полноты характеристики этой зоны необходимо указать на колебания средних размеров зерен ее составных частей, которые варьируют от 1 см до нескольких десятков см.

Большая крупность зерен этой зоны затрудняет правильное взятие пробы для валового химического анализа. Поэтому для выполнения его был отобран образец этой зоны с размерами зерен, не превышающими 1—2 см; объем обрабатываемой пробы определялся 500—700 г, что позволило до некоторой степени избежать возможной ошибки.

Результаты анализа таковы:

Образец № 115

	Весов. %	Молек. количество	Молек. %	Пересчет по Левинсону-Лессингу
SiO_2	76.29	1271	81.21	0.5 $\bar{R}O$ R_2O_3 7.7 SiO_2
TiO_2	следы	—	—	
Al_2O_3	16.83	165	10.54	$\beta = 19$; $\alpha = 4.44$; $\gamma = 5.25$
Fe_2O_3	0.01	—	—	
Cr_2O_3	не обн.	—	—	$R_2O : RO = 1.9 : 1$
FeO	0.31	4	0.26	
MnO	следы	—	—	
MgO	следы	—	—	
CaO	1.36	24	0.83	
BaO	не обн.	—	—	
Na_2O	1.44	23	1.47	
K_2O	1.56	17	1.09	
Li_2O	< 0.002	—	—	
$+ H_2O$	1.24	69	4.41	
$- H_2O$	0.09	—	—	
CO_2	0.54	13	—	
P_2O_5	0.22	2	0.13	
Cl	0.02	1	0.06	
F	следы	—	—	
Сумма	99.91	1586	100.00	

По коэффициентам Левинсон-Лессинга мусковит-турмалиновая зона параллелизуется с кварцевым порфиром.

При сравнении мусковит-турмалиновой зоны с аплитовидной ясно выступает отличие в размерах зерен и химическом составе. Последнее за-

ключается в следующем: в мусковит-турмалиновой зоне наблюдаются повышенные количества K_2O, H_2O и P_2O_5 с одновременным заметным понижением CaO и Na_2O; сумма R_2O (включая $+H_2O$) увеличивается очень незначительно (вместо 6.88—6.97 молек. процента); по наличию турмалина можно отметить увеличение количества бора.

Если обратиться к структурным взаимоотношениям, то в них мы не находим качественных отличий, но количественное отличие, заключающееся в большом развитии процессов замещения, выражается иногда довольно резко.

3. Берилл-полевошпатовая зона, если оконтуривается достаточно четко, то обычно мощность ее достигает до 2 м и даже несколько более.

Пегматит этой зоны чаще розового, но нередко также светложелтого цвета. Он состоит в основном из микролина и небольшого количества плагиоклаза с довольно выдержанным составом от № 12 до № 17. Кроме полевых шпатов основным минералом является кварц, а также весьма характерен берилл, количество которого в 2—3 жилах достигает довольно значительных размеров.

Структура пегматита может с бóльшим правом, чем для мусковит-турмалиновой зоны, именоваться пегматоидной; оговорками к этому термину должны быть два первых указания, сделанные для мусковит-турмалиновой зоны, т. е. неодновременность начала кристаллизации всех составных частей и процессы замещения; последние играют гораздо более подчиненную роль, чем в предыдущей зоне.

Размеры неделимых полевого шпата достигают иногда 1 м³. В виду крупности зерен берилл-полевошпатовой зоны химическое изучение валового состава ее достаточно затруднено. Надо отметить, что минералогический состав этой зоны вполне явственно указывает на продолжение процесса освобождения пегматитового расплава от CaO, увеличение суммы щелочей и дальнейшую замену натрия калием; кроме того, по сравнению с мусковит-турмалиновой зоной значительно понижается количество $+H_2O$ и, видимо, P_2O_5.

4. Кварцевая зона занимает центральные части жил; она сложена чаще серой, стекловатой разновидностью кварца; иногда серый кварц заменяется белым и много реже темнодымчатым, в последнем случае зоны его обычно не выдержаны.

Микроструктура кварца обычно кристаллически зернистая, иногда с неодинаковыми размерами зерен.

От лежачего бока к центру жилы расположены такие же зоны; необходимо лишь отметить, что в лежачем боку мусковит-турмалиновые зоны обычно не несут большого количества крупных пластин мусковита, и только в 3—4 жилах концентрация его повышенная.

Граница между зонами прослеживается не всегда достаточно четко; наиболее резко отграничена аплитовидная и кварцевая зоны и много хуже различается граница между мусковит-турмалиновой и берилл-полевошпатовой зонами.

Немаловажную роль в формировании Канских пегматитовых жил играли процессы, которые не обособились в виде выдержанных зон, но довольно широко развиты в некоторых жилах. К ним относятся следующие.

1. Мелкозернистые аплитовидные скопления зерен, сосредоточенные в виде жилок и неправильных линз в мусковит-турмалиновых и берилл-полевошпатовых зонах и лишь, как редкость (Масиковский рудник), в виде приконтактовой зоны. Эта аплитовидная масса корродирует и пересекает минералы более ранних генераций (рис. 59). Размеры зерен обычно бывают не более 1 мм. Состав этих образований довольно разнообразен; в большинстве случаев основным минералом является полевой шпат, представленный плагиоклазом с номерами, варьирующими от № 8 до № 14 (как исключение встречены от № 5 до № 25), или микроклином; в одном случае полевой шпат был почти нацело представлен ортоклазом.

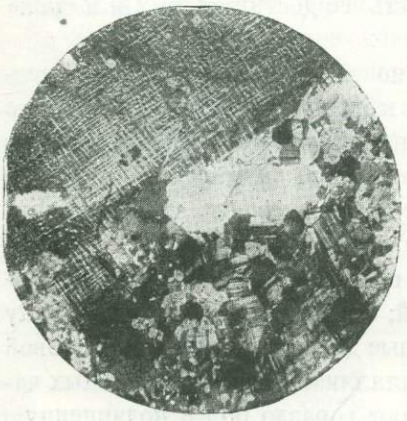


Рис. 59. Коррозия крупного зерна микроклина мелкозернистым пегматитом. В микроклине обильные выделения мельчайших зернышек кварца. 1×25; ник.+

Из других минералов встречены: кварц, марганцовистый гранат, турмалин и мусковит.

Структуры этих образований аллотриоморфные. Под микроскопом нередко видно, что среди равномернозернистой массы зерен микроклина и кварца имеются относительно крупные и сильно изъеденные зерна микроклин-пертита, изъеденные и пелитизированные зерна плагиоклаза и зерна кварца с небольшим волнистым угасанием; в разрушенных зернах полевых шпатов развиваются мирмекитовые вростки кварца. Имеются также гнездышки, сложенные целиком пластинками мусковита, сросшимися и обросшими кварцем. Меркозернистая масса (микроклин+кварц) разъедает более крупные зерна, иногда «влезая» в центральные их части.

Химический анализ микроклиновой разности агрегатного пегматита из Масиковской жилы см. в табл. на стр. 173.

По коэффициентам Левинсон-Лессинга эта разность пегматита параллелизуется с кварцевым порфиром.

Сравнивая химический состав агрегатного пегматита с остальными разностями, выявляется еще большее очищение расплава от кальция и значи-

Образец № 195

	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %	Пересчет по Левинсон-Лессингу
SiO_2	73.80	1230	79.62	$0.9\,\overline{R}O\,R_2O_3\,8.0\,SiO_2$
TiO_2	следы	—	—	
Al_2O_3	15.37	151	9.78	
Fe_2O_3	0.22	1	0.06	$\beta = 23;\ \alpha = 4.14;$ $\gamma = 4.32$
Cr_2O_3	0.00	—	—	
FeO	0.19	3	0.19	$R_2O : RO = 5.3 : 1$
MnO	следы	—	—	
MgO	0.08	2	0.13	
CaO	0.90	16	1.04	
Na_2O	2.60	42	2.72	
K_2O	6.48	69	4.46	
Zi_2O	0.00	—	—	
Cl	0.03	1	0.06	
F	0.00	—	—	
$+H_2O$ (n/n)	0.54	30	1.94	
$-H_2O$	0.11	—	—	
Сумма	100.32	1545	100.00	

тельное увеличение калия. Но, судя по составу других разностей полевошпатового агрегатного пегматита, в тех случаях, когда вместо микроклина (или ортоклаза) превалирует плагиоклаз, значение калия уменьшается за счет натрия; относительное количество кальция, видимо, остается на таком же уровне (не более 1%), так как плагиоклаз в большинстве случаев представлен № 8—14.

Иногда некоторые минералы (гранат, турмалин, мусковит), встречающиеся чаще в небольшом количестве, дают значительные скопления; в некоторых случаях наблюдаются жилкообразные образования, почти нацело состоящие из одного из этих минералов.

Иногда агрегатный пегматит содержит небольшое количество полевого шпата, который заменяется кварцем, мусковитом, гранатом или турмалином. Так, например, наблюдалось довольно большое количество жилкообразных выделений, состоящих почти нацело из кварца, граната (рис. 102), турмалина (рис. 96—97) и линз зеленоватого мусковита, иногда с крупными кристаллами турмалина (рис. 98). Скопления обильных чешуек и пластинок мусковита с кварцем, пелитизированным и мусковитизированным полевым шпатом и турмалином, по своему характеру несомненно относятся к грейзену; вместе с тем с качественной стороны (генезис) они очень напоминают процесс образования крупных пластин мусковита, отличаясь от последнего лишь размерами зерен.

2. К более поздним процессам относятся образования по трещинам полевого шпата, турмалина и берилла блесток и чешуек светлой слюдки,

относимой обычно к джильбертиту: в главе описания минералов мы указываем на близость этого минерала к мусковиту.

3. Еще позднее следуют образования корочек и прожилков эпидота.

4. Последними являются водные окислы Fe и Mn; процесс образования их далек от проявлений интрузивного очага и должен быть отнесен к результатам действия атмосферных агентов.

Такова схема строения пегматитовых жил, отдельные стадии которой проявляются в различной степени и с различной своеобразностью в различных пегматитовых телах (см. описание рудников и заявок). Используя метод графического изображения процесса минералообразования, принятого А. Е. Ферсманом, мы получаем следующую таблицу, являющуюся сводкой таблиц, составленной по данным всех изученных жил (рис. 60).

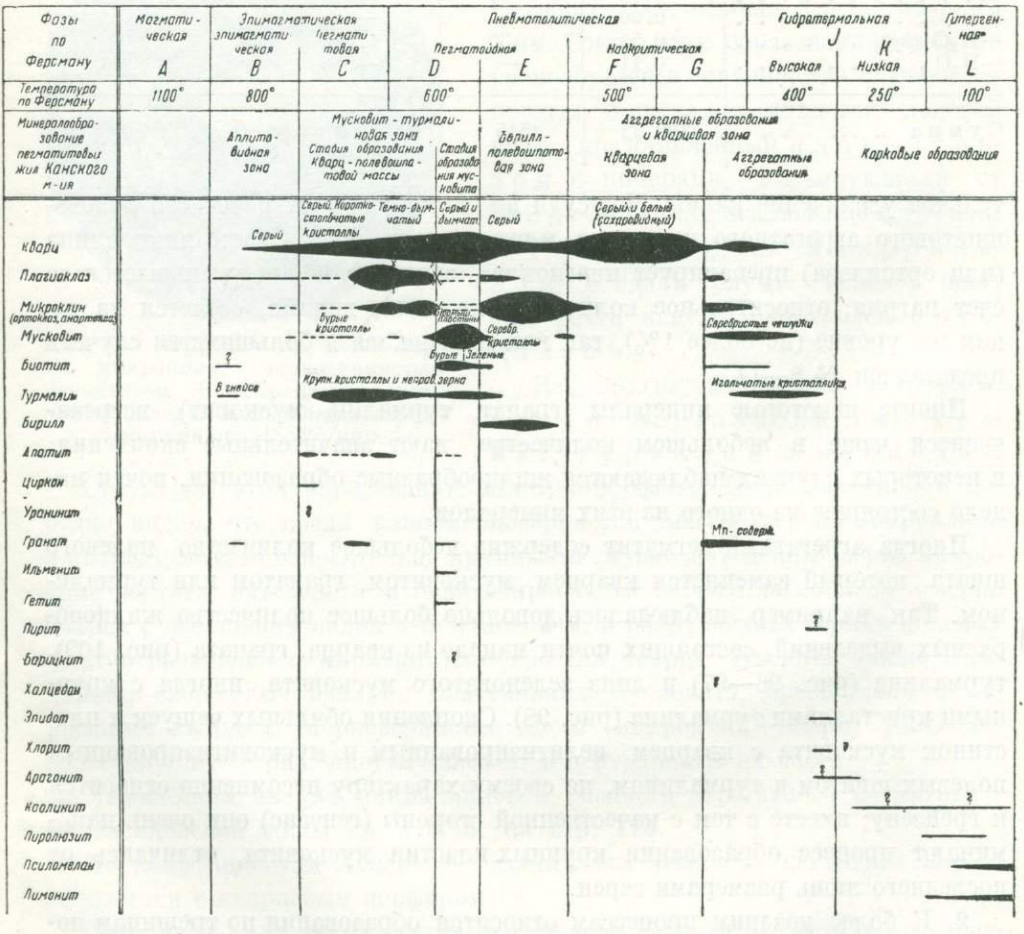


Рис. 60. Сводная минералогическая схема жил Канского месторождения

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Предлагаемое описание составлено на основании просмотра примерно 5000 — 7000 штуфов в полевой обстановке, из которых более 1000 тщательно исследовались под бинокуляром и отдельные их участки в шлифах.

Кварц

Кварц на протяжении всего пегматитового процесса играет одну из существеннейших ролей; среди его образований можно различить несколько стадий, одни из них довольно обособлены от соседних генераций, другие дают постепенные переходы от генерации к генерации.

1. Наиболее ранняя стадия образования кварца относится к приконтактовой мелкозернистой аплитовидной зоне. В ней можно различить две формы его выделений.

Большая часть кварца этой зоны выделяется в виде неправильных зерен размером 1—2 мм, занимая промежутки между уже выделившимися зернами полевого шпата. Кварц этой генерации серого цвета, обычно с волнистым угасанием. Кроме того, в этой же зоне наблюдается образование кварца, связанного с автопневматолизом (рис. 72 и 73).

Незначительная часть представлена пегматитовыми сростками с полевым шпатом; в такой форме кварц в аплитовидной приконтактовой зоне выделяется редко и если наблюдается, то в виде микроскопических участков эвтектоидного строения.

2. Следующая стадия относится к крупнозернистым зонам; она также разбивается на целый ряд генераций кварца.

Первая генерация выражена короткостолбчатыми кристаллами с правильными кристаллографическими очертаниями; размеры кристаллов достигают 3 см; цвет серый, часто с несколько желтоватым или буроватым оттенком, «светлодымчатый». Кварц этой генерации встречен в более позднем кварце, микроклине, плагиоклазе, в кристаллах берилла, турмалина (рис. 61) и в апатите; для последнего случая характерно, что главные кристаллографические оси минералов совпали.

Вторая генерация, являющаяся основной массой кварца, представлена неправильными зернами, находящимися в тесном срастании с полевым шпатом и частично занимающими промежутки между его зернами; реже создается впечатление, что кварц выделялся ранее полевого шпата. Отдельные зерна в таком пегматите при рассмотрении их в шлифе оказываются обычно скоплением большого количества мелких (до 1.5 мм) зерен кварца (рис. 62). Поэтому в некоторых случаях, когда форма мономинеральных скоплений становится удлиненной и крючковатой, можно говорить о псевдоихтиоглиптах или о псевдоэвтектической структуре; контуры отдельных микрозерен, как указывалось, неправильные, угловатые, создающие

мостовидную структуру, или несколько зазубренные, благодаря чему отдельные зерна очень плотно срастаются друг с другом. Размеры отдельных зерен достигают 3—5 мм.

В мономинеральных массах кварца встречаются более мелкие (0.08×0.10 мм^2) идиоморфные зерна.

Таким образом, макроскопически за отдельные зерна принимают мономинеральные скопления более мелких зерен, весьма плотно сросшихся.

Третья генерация относится к участкам с пегматитовой структурой, в которой можно различать действительно пегматитовую структуру с прекрасно выраженной одновременной кристаллизацией кварца и полевого шпата (ортоклаза, рис. 57 и 58). Размеры неделимых кварца от 1 мм до нескольких сантиметров. Кроме того, встречается разновидность пегматита, структура которого макроскопически может быть отнесена к письменной, правда, неделимые кварца чаще представлены не «крючочками», а короткими линзочками или несколько крючковатыми жилками (рис. 55). Под микроскопом видно, что эти жилки состоят из скопления угловатых зерен кварца — мостовидная структура, размеры которых около 0.6 мм. С этими псевдоихтиоглиптами связан процесс пелитизации, полевого шпата, при котором также получаются мелкие (0.03 мм) зерна кварца, залегающие неправильными потоками, главным образом по соседству с псевдоихтиоглиптами.

Между действительно эвтектоидной и псевдоэвтектоидной структурами имеются как бы постепенные переходы, выражающиеся в следующем: кроме правильно письменных вростков и псевдоихтиоглиптов, состоящих, как указывалось, из массы мелких зерен, существуют сростки полевого шпата с кварцем, где зерна последнего монолитны, но ориентированы различно. Это явление могло бы быть объяснено более поздней деформацией настоящего письменного пегматита, если бы зерна кварца не были соединены друг с другом микроскопическими трещинками, в которых нередко видны мелкие чешуйки слюдок и зернышки кварца (рис. 63). Описанное наблюдение заставляет предполагать, что кварц этих образований формировался позднее полевого шпата, выделяясь из «растворов», просачивающихся по мельчайшим трещинкам полевого шпата.

Иногда можно наблюдать в кварце зональность, которая выражается в том, что около полевого шпата кварц имеет желтовато-серую («светло-дымчатую») окраску, затем идет темнодымчатая зона и, наконец, зона белого молочного кварца.

3. От вышеописанных генераций кварца резко отличаются агрегатные скопления, состоящие чаще из полевого шпата, но иногда наблюдается и значительное количество кварца. Его выделения представлены округлыми или идиоморфными зернами.

4. Несколько особняком стоят выделения кварца, для которого прослеживается непосредственная связь с процессом замещения полевых шпатов,

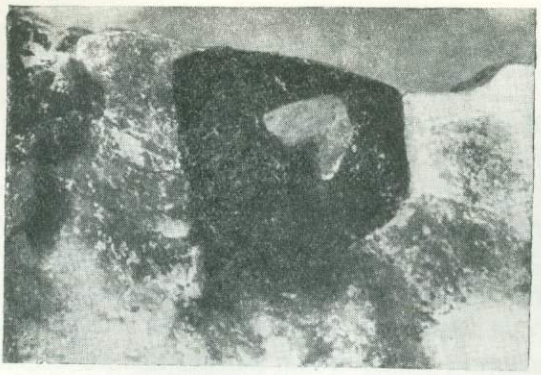


Рис. 61. Коротко-призматический кристалл желтовато-серого кварца в призматическом кристалле турмалина. 1 : 3.

Рис. 62. Строение «зерна» кварца. 1×16; ник. —

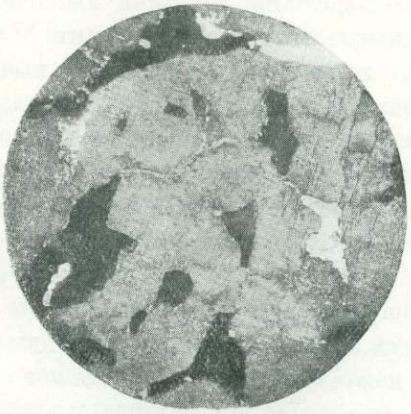


Рис. 63. Различная оптическая ориентировка зерен кварца псевдописьменной структуры. 1×20; ник. +

Рис. 64. Мирмекитовые выделения кварца в пелитизированных зернах плагиоклаза. 1×60; ник. +

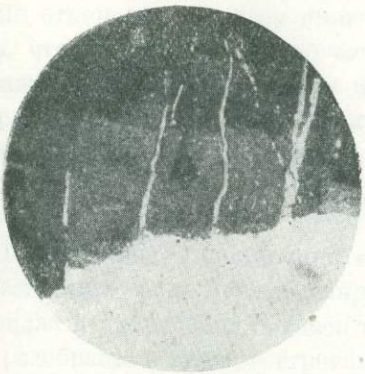


Рис. 65. Жилки кварца в плагиоклазе, ответвляющиеся от крупного выделения кварца, с которым они имеют одинаковую ориентировку. 1×60; ник. +

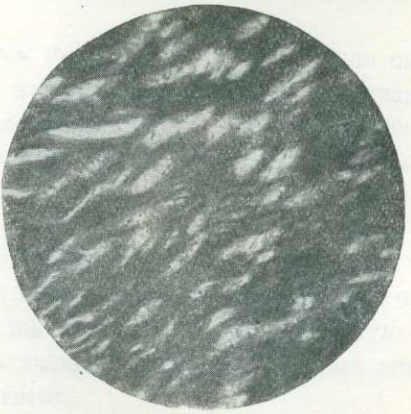


Рис. 66. Веретенообразные линзочки пертитовых выделений альбита в микроклине. 1×165; ник. +

в особенности плагиоклаза. При замещении полевого шпата образуется мусковит и кварц, которые при совместной кристаллизации дают иногда прекрасную письменную структуру; часть вновь образовавшегося кварца отлагается в виде зоны вокруг пластин мусковита (см. рис. 73 на стр. 205).

При пелитизации полевых шпатов, главным образом плагиоклаза, наблюдается также выделение кварца, но уже в виде червеобразных вростков в зернах самого плагиоклаза (мирмекит); обычно зерна кварца вытянуты перпендикулярно контурам замещаемого зерна (рис. 64). В микроклине мирмекиты кварца выделяются лишь в краевых частях зерен, и то лишь в наиболее разрушенных участках.

5. Последней стадией кристаллизации кварца является образование сплошных линзо- и жилообразных масс, состоящих целиком из кварца. Цвет этих выделений чаще серый или белый (сахаровидный), иногда с розовым оттенком. В некоторых случаях среди белого кварца встречаются отдельные участки серого стекловатого кварца. Под микроскопом видно, что кварц сплошных масс имеет зернистое сложение и состоит из угловатых зерен, с «мостовидной» структурой. Размеры зерен 0.6 × 0.7 мм до 1 мм, но среди основной массы таких зерен встречаются отдельные участки из очень мелких зерен от 0.005 до 0.05 мм. Иногда контуры зерен сильно зазубрены.

От крупных выделений кварца ответвляются микроскопически тонкие (толщиной 0.03 мм) прожилки кварца, заполняющие трещинки пегматита, при чем кварц этих жилок сложен иногда одним зерном, которое является непосредственным продолжением крупных зерен кварца главной массы (рис. 65). В редких случаях кварц крупных скоплений пересекается в свою очередь микроскопическими жилками, состоящими из скопления мелких (до 0.02 мм) зернышек кварца.

По отношению ко всем вышеописанным генерациям кварца можно сказать, что в большинстве случаев в них наблюдаются явления катаклаза, выражающиеся в волнистом и иногда даже мозаичном угасании. Наличие кварца той или иной генерации в различных жилах отмечено в описании отдельных жил.

Полевые шпаты

Полевые шпаты составляют основную массу пегматитовых тел, при чем существенную роль играют микроклин и плагиоклазы и много меньшую — ортоклаз и анартоклаз. Относительные значения различных полевых шпатов разобраны в главе о строении пегматитов.

а) Ортоклаз встречается довольно редко. Его находки имелись в штуфах из Ольховского рудника, но при специальных поисках он наверное может быть обнаружен и в других жилах месторождения.

Размеры и формы зерен ортоклаза установлены недостаточно полно; можно лишь отметить, что в изученных штуфах он в одном случае представлен неправильным куском до 10 см, в другом же обнаружен микроскопически в виде обломка, захваченного более поздней аплитовидной массой.

Ортоклаз обладает следующими оптическими свойствами: показатели преломления меньше, чем у канадского бальзама, 2V=—64°, —68°, ±85°.

Условия расположения ортоклаза в пегматитовых жилах, видимо, ничем не отличаются от условий залегания нижеописываемого микроклина; большее развитие ортоклаза наблюдается в участках пегматита с настоящей письменной структурой; в аплитовидном пегматите калиевые полевые шпаты представлены в основном ортоклазом.

В одном штуфе наблюдался ортоклаз с пертитовыми вростками альбита. В качестве включений в ортоклазе встречены неправильные зерна плагиоклаза, при чем его замеры показали различные составы № 8, 9 и № 23. Кроме того, в ортоклазе наблюдались идиоморфные кристаллы апатита и темнодымчатого кварца; кристаллы последнего иногда переходят в неправильные жилкообразные зерна.

б) Микроклин встречается во всех зонах пегматитовых жил, представляя в общем более 50% полевошпатовой массы. Форма отдельных зерен, различимых невооруженным глазом, обычно неправильная, так как они находятся в срастании с плагиоклазом и кварцем, давая обычно пегматоидную структуру. Лишь изредка имеется некоторый идиоморфизм микроклина по отношению к плагиоклазу и кварцу в мусковит-турмалиновой зоне. В более совершенном виде это явление наблюдалось при микроскопическом изучении полевых шпатов; контуры микроклина иногда корродированы плагиоклазом. На ряду с включениями микроклина в плагиоклазе имеются более редкие случаи включения идиоморфных зерен плагиоклаза в микроклине (см. ниже). Отдельные неделимые микроклина из берилл-полевошпатовых зон достигают иногда метровых размеров.

Идиоморфные кристаллы микроклина встречаются также в кварцевых зонах, центральных частей жил, достигая размеров десятка сантиметров.

Цвет микроклина чаще розовых оттенков, иногда достигает довольно темной буровато-красной окраски; но не малое количество микроклина имеется очень светлых цветов с слабыми желтыми, серыми и голубыми оттенками, иногда же совсем белый.

Оптические свойства микроклина обычные: показатели преломления меньше кварца и канадского бальзама: 2V от 77 до 84°.

Химические анализы более чистых разностей микроклин-пертита дают следующее: [1]

[1] Анализы выполнялись Государственным Керамическим институтом (11).

	Микроклин из Бобылевского карьера	Микроклин из Ольховского карьера
SiO_2	64.53	64.98
TiO_2	0.00	0.00
Al_2O_3	19.35	19.20
Fe_2O_3	0.10	0.08
MnO	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00
CaO	0.32	0.20
K_2O	14.04	13.34
Na_2O	1.86	1.48
SO_3	0.00	0.00
Потери при прокаливании	0.22	0.33
Сумма	100.41	99.59
Гигроскопич. вода ($-H_2O$)	не опр.	0.15

Микроскопическое исследование микроклина показывает, что обычно он обладает двойниковой решеткой, реже она отсутствует или представлена лишь некоторой пятнистостью.

Рис. 67. Пертитовые жилки альбита, разъедающие неделимое микроклина. 1 × 60; ник. +

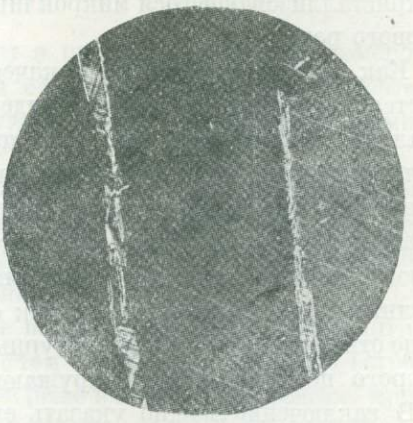


Рис. 68. Антипертитовые выделения микроклина в плагиоклазе, по контакту этих минералов прожилки кварца. 1×80; ник. +

Микроклин почти всегда содержит пертитовые вростки альбита № 7—20. Формы и расположение пертитовых вростков достаточно разнообразны: от правильных веретенообразных линзочек, вытянутых в одном направлении (рис. 66) до неправильных жилок и «сгустков», разъедающих основную массу микроклина (рис. 67). Характерно, что пертит второго рода в направлениях залегания жилок меньше придерживается ориентирующих направлений микроклина, но вместе с тем сам имеет одну

одинаковую ориентировку во всех «жилках». В отношении происхождения двух родов пертитов можно согласиться с Вендланд (9), который считает пертит первого рода продуктом распада твердого раствора натровых молекул полевого шпата в калиевых, а второй — продуктом более позднего замещения микроклина кислыми плагиоклазами. Второй процесс, по мнению Вендланда, имеет очень большое место в формировании слюдоносных пегматитов Мамского района.

Полное согласие с этим мы находим в специальной работе Болдырева (7), подробно разбирающего эти вопросы. Вростки пертита встречаются от крупных, различимых невооруженным глазом, до мелких криптопертитов.

Изредка микроклин встречается в тесном срастании с кварцем, давая очень мелкую микро-пегматитовую структуру, при чем формы зерен кварца не угловатые, как обычно в письменной структуре пегматита, а в виде несколько изогнутых крючкообразных веретен; длина зерен кварца не превышает 0.02 мм. Мелкие размеры зерен кварца и их отличная форма, а также наличие в микроклине на ряду с мелкими зернами более крупных зерен кварца заставляет предполагать, что такая структура, по всей вероятности, является продуктом выделения избыточного SiO_2 из закристаллизовавшегося микроклина, т.-е. образование, сходное с пертитом первого рода.

Как указывалось выше, в качестве включения в микроклине встречается плагиоклаз не только в виде пертита, но и в виде идиоморфных кристаллов. Характерно, что, как правило, плагиоклаз очень значительно пелитизирован, и в его краевых частях, а иногда и по всему зерну развиваются мирмекиты кварца, вытянутые перпендикулярно краям зерен плагиоклаза, но нередко мирмекит не развивается. Наличие кварца наблюдается и на контакте зерен микроклина, включенного в плагиоклаз. Пелитизацию плагиоклаза и, как следствие ее, образование этого кварца надо относить к высокотемпературным процессам, к моментам кристаллизации второго полевого шпата, окружающего отдельные зерна первой генерации.

В заключение можно указать еще на одну форму выделения микроклина — это антипертитовые «вростки» в плагиоклазе. Явление это вообще встречается не очень часто, но для мусковитоносных пегматитов и в частности для Канского месторождения вполне обычное.

Микроклин антипертитов всегда имеет резкие, прямолинейные ограничения от плагиоклаза, очень часто подчеркнутые каймой кварца. Нередко часть или весь микроклин замещен пластинками мусковита. Резкость границ антипертитовых вростков и прямолинейность их контуров не создает впечатления замещения микроклином плагиоклаза (рис. 68).

Микроклин, как указывалось, встречается во всех зонах пегматитовых жил, но в различных количествах: начиная от приконтактовой аплитовидной зоны, где его немного, увеличивается в мусковитоносной зоне,

несомненно превалирует над плагиоклазом в берилло-полевошпатовой зоне и является единственным из полевых шпатов в кварцевых зонах центральных частей жил.

в) Анортоклаз встречен один раз на Марковском руднике в отвале разведочной канавы (№ 101). Судя по внешнему виду, он должен относиться к крупнозернистым частям пегматитов, так как кусок его достигает размеров 12 см. Под микроскопом видно, что анортоклаз представлен крупными (до нескольких сантиметров) неправильными, несколько пелитизированными зернами. Оптические константы его таковы: показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама и кварца, $2V = 54°$.

Анортоклаз содержит микропертитовые вростки сильно пелитизированного плагиоклаза.

г) Плагиоклаз на ряду с микроклином составляет основную массу полевых шпатов пегматитов. Формы отдельных зерен весьма неправильные, как это обычно для пегматоидной структуры: размеры их варьируют от микроскопических до десятка сантиметров.

Цвет в общем аналогичен микроклину, но в отличие от него плагиоклаз реже имеет розовые оттенки; как исключение, наблюдается зеленовато-серая окраска.

В химическом отношении он варьирует в пределах первых 25 номеров изоморфного ряда, констатированных на основании измерений показателей преломления, угла угасания и углов между оптическими осями; $2V$ варьирует от $+81$ до $-76°$.

Микроскопическое исследование показало, что зерна плагиоклазов имеют почти всегда двойниковое срастание; преобладающим являются полисинтетические двойники по альбитовому закону; кроме того, констатированы карлсбадские и монебахские двойники.

Необходимо еще раз напомнить, что в плагиоклазе встречаются антипертитовые вростки микроклина и вместе с тем сам плагиоклаз часто встречается в микроклине в виде пертита и много реже в виде идиоморфных кристаллов, несколько корродированных окружающим его микроклином. Зерна плагиоклаза очень часто бывают в большей или меньшей степени пелитизированы. Особенно резко разрушение плагиоклаза протекает на контакте с микроклином и кварцем.

Плагиоклаз сосредоточивается в основном в следующих зонах:

а) в аплитовидной зоне он встречается в большом количестве, составляя вместе с кварцем основную массу, состав плагиоклаза этой зоны варьирует от № 13 до № 25, при чем наибольшее количество замеров показывают номера, близкие к 20;

б) в участках пегматита с письменной структурой зерна плагиоклаза встречаются в небольшом количестве, при чем состав их близок к плагиоклазу аплитовидной зоны, т. е. № 23;

в) в мусковит-турмалиновой зоне он встречается на ряду с значительными количествами микроклина, при чем в различных жилах их относительные количества различны. Состав плагиоклаза этой зоны варьирует от № 7 до № 25, но наибольшее количество замеров колеблется около № 15;

г) в берилл-полевошпатовой зоне плагиоклаза много меньше, чем в предыдущей (он уступает место микроклину), но состав его не меняется, т. е. близок к № 15, но вместе с тем он более постоянен, так как варьирует лишь от № 12 до № 17;

д) более поздние агрегатные образования показывают весьма разнообразный состав и в количественном и в качественном отношении с составом от № 8 до № 25. Разнообразие этих образований не позволяет дать средний состав. К этой же группе можно отнести вторичный пертит в микроклине, состав которого определяется № 7—20.

Мусковит

Мусковит вместе с кварцем и полевым шпатом играет значительную роль в строении жил. Под названием «мусковит» мы объединяем целый ряд образований, которые по внешнему виду довольно сильно отличаются один от другого, как, например, мелкие чешуйки и крупные пластины мусковита. Но все они, как это будет видно из их описания, по физическим и химическим свойствам, а быть может и по генезису очень близки.

Наиболее крупные выделения мусковита обладают неправильными доско- или плитообразными формами. Изредка наблюдаются намеки на кристаллографические очертания, обусловленные наличием граней псевдогексагональной призмы. Размеры таких плиток достигают в поперечнике 20—25 см, но чаще до 15 см, при толщине 4—7 см. Очень редко встречаются более «толстые» кристаллы, развитые по главной кристаллографической оси; в этих случаях диаметр пластин обычно не превышает 10—15 см при «толщине» также до 10 см.

Для всех почти жил Канского месторождения характерна значительная раздробленность мусковита, иногда настолько сильная, что пластины в промышленном отношении совершенно обесцениваются. Раздробленность выражается в образовании обычно правильной системы трещин в одном, двух или трех направлениях, ориентированных под крутым углом к плоскости совершенной спайности. Трещины в одном направлении разбивают пластины на ряд полосок, так называемых «лент», трещины в двух и трех направлениях дают соответственно ромбические или треугольные пластины (рис. 69). К механическим давлениям надо отнести также образование пологой гофрировки или волнистости пластин. Много реже встречаются своеобразные системы трещин, изображенных на рис. 70 и 71.

Трещиноватость (рис. 70) принципиально не отличается от вышеописанных трещиноватостей, лишь несколько необычна концентрация тре-

щин по ломаным кривым, отдельные прямые отрезки которой соответствуют тем же направлениям, что и обычно. Причиной такого расположения трещин является, видимо, давление с элементами скручивания.

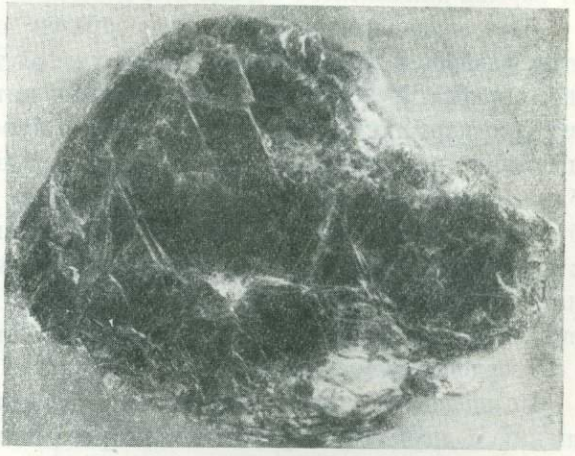


Рис. 69. Пластина мусковита, разбитая тремя системами трещин. 1 : 2.

Трещиноватость (рис. 71) резко отличается от обычной трещиноватости, так как трещины двух систем пересекаются под углами, близкими к 90°, что весьма необычно; одна система имеет намек на некоторую радиальность, а вторая перпендикулярна к ней. Такое расположение трещин заставляет предполагать наличие центра, из которого исходила механическая сила, давшая трещины. Необычайность расположения трещин заставляет предполагать большую «резкость» механической силы, благодаря чему основным фактором в ориентировке трещин оказались не ослабленные направления мусковита, т. е. плоскости менее совершенной спайности, а направление силы, вызвавшей трещиноватость. Без детального изучения указанного явления трудно судить о его причинах, но благодаря тому,

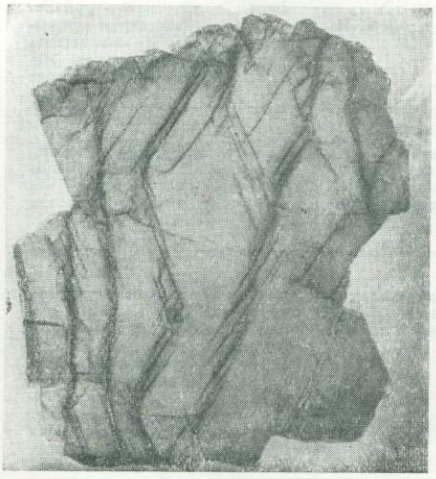


Рис. 70. Пластина мусковита, разбитая двумя системами трещин. 1 : 1.5.

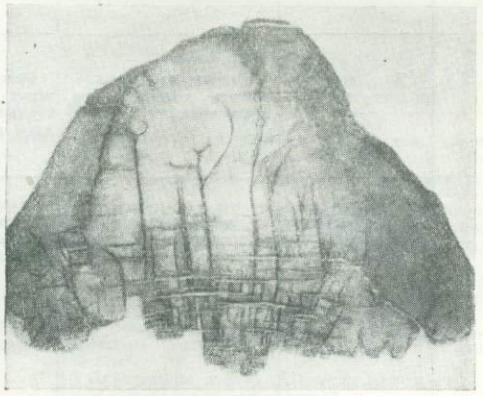


Рис. 71. Пластина мусковита с своеобразной системой трещин. 1 : 1.5.

что описанный образец был встречен только один раз, надо предполагать большое своеобразие явления; быть может, эта трещиноватость возникла от взрыва динамитного заряда при добычных работах.

Цвет мусковита довольно разнообразен; от светлых буровато-серебристых разностей до темнобурых (черных в толстых пластинках). Иногда темная окраска представлена неправильными пятнами на более светлом фоне, нередко картина обратная. Среди слюд с буроватой окраской встречаются пластины, дающие в проходящем свете красновато-бурые тона, т. е. приближаются к так называемому «рубиновому» мусковиту, но чаще эти тона буроватые. Несколько особняком стоят мусковиты светлозеленого цвета с серебристым или едва заметным желтоватым оттенком; на просвет они или совершенно бесцветные, или несколько зеленоваты. Зеленый мусковит чаще, чем бурый, встречается с кристаллографическими очертаниями.

Твердость мусковита 2—3.

По внешнему виду, размерам, окраске и характеру залегания по отношению к другим минералам можно различить следующие разновидности (перечислены в порядке промышленной ценности):

№ разновидн.	Размеры пластин	Цвет в отраженном свете	Цвет тонких пластин (менее 0.03 мм) в проходящем свете	Место залегания
1	До десятков и сотен см²	Коричневато-бурый, иногда очень темных тонов	Бесцветный или слабо буроватый, окраска равномерная	Залегает в мусковит-турмалиновых зонах, составляя существенную часть промышленных мусковитоносных участков. Является объектом добычных работ
2	До десятков и сотен см²	Коричневато-бурый, обычно темных тонов, почти черный	Светлобурый с темными пятнами; иногда темные участки преобладают над светлыми	Залегает в мусковит-турмалиновой зоне. Промышленное значение имеет много меньшее, чем предыдущая разновидность, так как встречается реже
3	До десятков и сотен см²	Серебристый, иногда со значительным желтовато-зеленым оттенком	Бесцветный или со слабым зеленоватым оттенком	Залегает в мусковит-турмалиновой зоне, чаще в тесном срастании с кварцем и пластинами буроватого мусковита. Буроватые участки слюды обычно располагаются в центральных частях пластин и дают постепенный переход к зеленоватым. Промышленное значение этой разновидности очень небольшое
4	До 1—2 мм²	Серебристый	Бесцветный	Мелкие боченковидные кристаллики, сравнительно удлиненные по главной кристаллографической оси; встречаются в письменном пегматите. Промышленного значения не имеет Примечание. Благодаря малому количеству материала детальные исследования не проводились

№ разновидн.	Размеры пластин	Цвет в отраженном свете	Цвет тонких пластин (менее 0.03 мм) в проходящем свете	Место залегания
5	До нескольких мм²	Зеленовато-серебристый, от светлых до темнобурых тонов	Не определялся благодаря плохой способности щипаться	Залегает неправильными скоплениями в полевошпатово-кварцевых частях пегматита в виде гнездо- и жилкообразных скоплений, разъедая минералы более ранних крупнозернистых генераций. Промышленного значения не имеет
6	Чешуйки менее 1 мм²	Светлый, серебристо-зеленоватый	Не определялся благодаря плохой способности щипаться	Залегает по трещинкам полевого шпата, иногда в виде розеток. Промышленного значения не имеет
7	Пластинки до 1 см²	Серебристо-зеленый с серым оттенком	Не определялся благодаря плохой способности щипаться	Залегает в биотитовом гнейсе, вблизи к контакту с пегматитовой жилой. Промышленного значения не имеет

На серии образцов можно проследить постепенные переходы между всеми разновидностями

Для более детальной характеристики всех перечисленных разновидностей, а также выявления генетических особенностей были исследованы оптические свойства и химический состав следующих образцов:

№ разновидн.[1]	№ обр.	Места взятия образцов	Краткая характеристика образца
1	1081	Марковская жила № 6а с глубины 31 м; из мусковитоносной зоны	Темнобурая, на просвет светлобурая, плотная; размер пластин около 100 см²
	1089	Соломенская жила, кварцевый карьер, глубина 3 м, пегматит свежий; из участка, состоящего из сростков мусковита с кварцем (висячий бок жилы)	Бурая; на просвет светлобурая; размеры пластин до 25—50 см². Находится в тесном срастании с кварцем и зеленым мусковитом (обр. № 1090)
2	1351	Первомайская жила с глубины 1—2 м, участок обогащен крупными пластинками мусковита	Почти черная; на просвет сильно пятнистая, довольно плотная; размеры пластин около 100 см². Определения под № 1351 относятся к участкам с наиболее густой окраской. Определения под № 1351А относятся к наиболее светлым участкам
3	1496	Юго-западная октябрьская жила сравнительно выветрелого пегматита с глубины 2 м; из участка, обогащенного более крупными пластинами мусковита	Наиболее яркая зеленая окраска; на просвет почти бесцветная со слабым зеленоватым оттенком; размеры пластин до 25—50 см²

[1] В этой графе приняты номера, соответствующие предыдущей таблице.

№ разновидн.	№ обр.	Места взятия образцов	Краткая характеристика образца
4	1090	Соломенская жила, кварцевый карьер, пегматит свежий, глубина 3 м; из участка, состоящего из сростков мусковита с кварцем (висячий бок жилы)	Буровато-зеленая; на просвет почти бесцветная со слабым зеленоватым оттенком, размеры пластин до 25—50 см². Находится в тесном срастании с кварцем и бурым мусковитом (обр. № 1089)
5	948	Луговая жила, отвалы шахты	Буровато-зеленая; размер чешуек до 25 мм²; образец представляет собою скопление чешуек, обволакивающих кристаллы турмалина длиной до 20 см
6	151	Случайный рудник, отвал шахты	Светлая, серебристо-зеленоватая; размеры чешуек менее 1 мм²; чешуйки слюдки заполняют промежутки между крупными зернами микроклина, видимо, несколько разъедая их
7	292	Марковская площадь, разведка ИПМ, карьер № 51	Зеленовато-серая; размер пластинок до 1 см²; пластинки залегают в биотитовом гнейсе вблизи контакта его с пегматитовой жилой. Размеры обычных зерен гнейса не превышают 3—5 см²

Результаты химических анализов образцов:

№ разновидн.	1		2		3		5	6	7
№ обр.	1081	1089	1351 А	1351	1496	1090	948	151	292
SiO_2	46.26	46.11	46.45	46.02	45.23	45.80	44.87	46.64	46.55
TiO_2	0.13	0.11	0.37	0.26	0.04	0.01	0.35	0.26	0.23
Al_2O_3	34.87	33.97	33.02	33.93	35.58	35.72	35.77	34.13	33.85
Fe_2O_3	0.97	1.84	1.34	1.56	0.98	1.48	1.14	1.79	1.54
Cr_2O_3	не опр.	0.00	не опр.	0.00	0.00	0.00	следы	следы	не опр.
FeO	1.35	1.23	1.12	1.03	1.08	1.10	0.52	0.81	0.41
MnO	0.07	0.01	не опр.	0.04	0.62	0.07	0.14	0.04	не опр.
CaO	следы	следы	следы	0.14	0.15	0.16	1.54	следы	0.14
MgO	0.72	0.75	1.06	1.07	0.03	0.44	0.44	0.82	1.08
GaO	0.05	0.00	не опр.	0.04	0.01	не опр.	0.02	0.03	не опр.
K_2O	10.40	10.14	10.63	10.47	10.61	10.28	10.19	9.85	9.97
Na_2O	0.73	1.02	0.56	0.59	0.80	0.64	0.67	1.03	0.82
Li_2O	0.003—0.006	0.005—0.015	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.01	0.01	0.01
$+H_2O$[1]	5.11	4.86	—	4.68	5.19	5.19	4.45	4.48	(4.53)
$-H_2O$	0.23	0.23	—	0.22	0.12	0.10	0.22	0.28	(0.20)
P_2O_5	не опр.	0.00	не опр.	0.00	следы	следы	0.00	следы	не опр.
F	0.00	0.00	не опр.	< 0.05	сотые	0.05	0.00	0.00	не опр
Cl	0.06	не опр.	не опр.	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	не опр.
CO_2	0.08	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.00	0.00	не опр.
	101.03	100.28	94.55	100.12	100.51	101.01	100.35	100.20	100.32
$-O_F$	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	—	—
$-O_{Cl}$	0.01	—	—	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	—
Сумма	101.01	100.28	94.55	100.09	100.49	100.98	100.34	100.19	100.32

[1] Определение в слюдах химически связанной воды до сих пор еще не обходится без недоразумений, см. специальную литературу по этому вопросу I. Iakob (67), W. Kunitz (68), К. И. Власолт и И. П. Алимарин (10).

В частности, при анализе Петрохимической лабораторией Института прикладной минералогии канских мусковитов получились низкие суммы (метод анализа Пенфильда):

99.80, 99.77, 99.62, 99.36, 100.06, 100.18, 99.73, 99.82 лишь повышение температуры прокала (определение летучих продуктов) доводила суммы до нормальных цифр:

100.43, 100.19, 100.11, 100.03. 100.54, 100.34, 100.19, 100.32; увеличение суммы оказалось для всех образцов примерно равной 0.5%.

Пересчет на молекулярные количества

№ обр.	1		2	3		5	6	7
	1081	1089	1351	1496	1090	948	151	292
SiO_2	770	768	766	753	763	747	777	775
TiO_2	2	1	3	1	—	4	3	3
Al_2O_3	342	333	333	349	350	351	334	332
Fe_2O_3	6	12	10	6	9	7	11	10
FeO	19	17	14	15	15	7	11	6
MnO	—	—	—	1	—	—	—	—
CaO	—	—	3	3	3	28	—	3
MgO	18	19	27	1	11	11	20	37
K_2O	110	108	111	113	109	108	102	106
Na_2O	12	17	10	13	10	11	17	13
$+H_2O$	284	270	260	288	288	247	249	252
F	—	—	2	2	2	—	—	—
Cl	2	—	6	1	—	1	1	—
Сумма	1565	1545	1540	1546	1560	1522	1525	1527

Для проверки несколько образцов было сдано в аналитическую лабораторию ЦНИГРИ (метод анализа: прямое определение путем взвешивания поглощенной серной кислоты в калиаппарате при нагревании в электропечи до t = 1 100°. Сравнение полученных результатов дает следующую картину:

Кем определялось	Что определялось	Номера анализов							
		1081	1089	1351	1496	1090	946	151	292
Инст. прикл. минералогии	Прямое определение ($+H_2O$)	3.89	4.35	4.19	4.05	4.21	4.29	4.02	4.23
	Потеря при прокаливании+прямое определение ($+H_2O$)	4.52	4.77	4.68	4.72	4.69	4.45	4.48	4.53
ЦНИГРИ	Прямое определение ($+H_2O$)	5.11	4.86	—	5.19	5.19	—	—	—
	Потери при прокаливании+прямое определение ($+H_2O$)	5.19	4.86	—	5.42	5.42	—	—	—

Примечание. Потеря при прокаливании дана с поправкой на окисление.

1. Отмечаем значительное расхождение между определениями потери при прокаливании двух различных весьма авторитетных лабораторий, которое должно быть расшифровано специальными химико-аналитическими термическими и рентгено-метрическими исследованиями.

Для нижеприводимых пересчетов анализов принято условно следующее содержание химически связанной воды:

Обр. № 1081	5.11%	Обр. № 1090	5.19%
» » 1089	4.86	» » 948	4.45
» » 1351	4.68	» » 151	4.48
» » 1496	5.19	» » 292	4.53

Для конечных выводов (нанесение на схему А. Е. Ферсмана) оказывается почти безразлично, примем ли мы за основу цифры, полученные Институтом прикладной минералогии или ЦНИГРИ.

2. Содержание ($+H_2O$) и ($-H_2O$) для образца № 292 поставлено в скобки в виду того, что недостаточное количество материала не позволило произвести определение гигроскопической воды. Вместе с тем большое однообразие в количестве гигроскопии позволяет принять для данного образца величину ($-H_2O$), равную среднему арифметическому ($-H_2O$) всех остальных образцов.

Пересчет на молекулярные проценты

№ обр.	1		2	3		5	6	7
	1081	1089	1351	1496	1090	948	151	292
SiO_2	49.13	49.71	49.74	48.76	48.96	49.08	50.93	50.83
TiO_2	0.13	0.09	0.21	0.06	—	0.29	0.21	0.19
Al_2O_3	21.89	21.64	21.65	22.57	22.41	23.00	21.90	21.77
Fe_2O_3	0.38	0.75	0.64	0.39	0.58	0.46	0.73	0.63
FeO	1.22	1.11	0.93	0.97	0.96	0.47	0.73	0.37
MnO	—	0.00	0.01	0.06	—	0.01	0.01	—
CaO	—	0.00	0.16	0.19	0.19	1.81	0.00	0.16
MgO	1.15	1.21	1.72	0.06	0.70	0.72	1.33	1.75
K_2O	7.03	7.00	7.23	7.31	6.99	7.11	6.69	6.93
Na_2O	0.77	1.07	0.62	0.84	0.64	0.71	1.09	0.86
$+H_2O$	18.17	17.40	16.90	18.60	18.44	16.27	16.31	16.51
F	—	—	0.13	0.13	0.13	—	—	—
Cl	0.13	—	0.06	0.06	—	0.07	0.07	—
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Оптические константы тех же образцов[1]

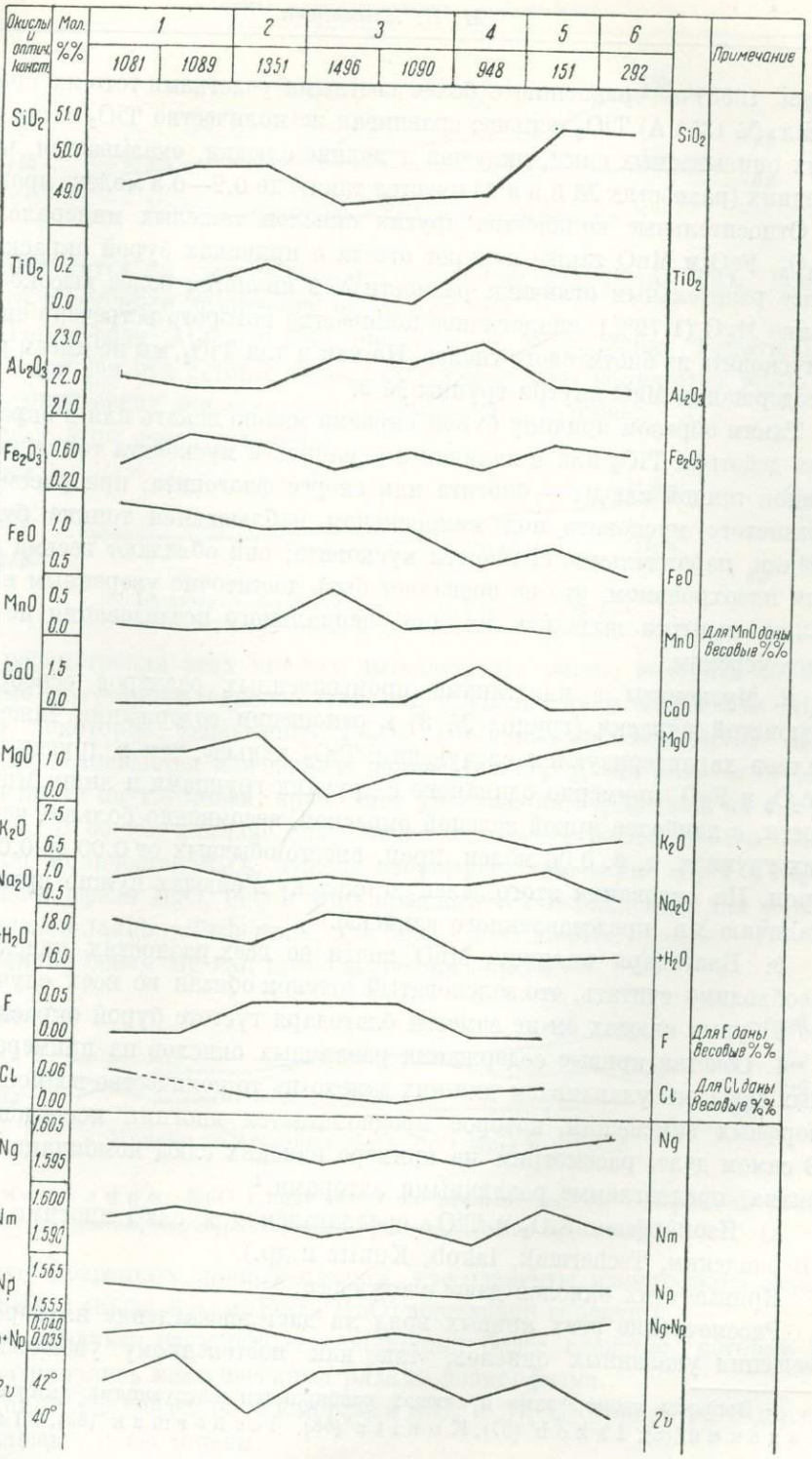
Константы	1		2		3		5	6	7
	1081	1089	1351A	1351	1496	1090	948	151	292
Ng	1.600	1.600	1.600	1.600	1.595	1.599	1.595	1.600	1.603
Nm	1.595	1.598	1.595	1.595	1.590	1.593	1.588	1.598	1.592
Np	1.562	1.560	1.562	1.560	1.559	1.560	1.559	1.561	1.561
Ng—Np	0.038	0.040	0.038	0.040	0.036	0.039	0.036	0.039	0.042
2V	42°0′	43°30′	41°0′	40°20′	42°40′	42°50′	41°0′	42°20′	40°0′

Химический состав (в молек. процентах) и оптические свойства для наглядности даны в диаграмме на стр. 191.

Эта таблица позволяет отметить несколько перечисленных ниже отличительных черт отдельных типов слюд и некоторые намеки на закономерность.

1. Для мусковитов с пластинами промышленных размеров в более темных разностях, бурых на просвет (№ 2), имеется более высокое содержание TiO_2, т. е. 0.20—0.30 молек. проц. по сравнению с бурыми разностями, бесцветными на просвет (№ 1), в которых содержится 0.09—0.10 молек. проц., и зеленовато-серебристыми разностями (№ 3) — 0.01—0.03 молек. проц. Но среди самой группы № 2 анализ из наиболее темноокрашенных участков

[1] Показатели преломлений определялись на кристаллрефрактометре Füss системы Klein, дающем точность 0.0005; 2V определялось на канометре, дающем точность 0°10′.



Вариационная диаграмма химического состава и оптических свойств мусковитов Канского месторождения

(анал. 1353) по сравнению с более светлыми участками того же кристалла (анал. № 1351 А) TiO_2 меньше; сравнивая же количество TiO_2 во всех разностях описываемых слюд, включая и мелкие слюдки, оказывается, что в последних (разностях № 5,6 и 7) имеется также до 0.2—0.3 молек. проц. Ti_2O.

Относительные количества других окислов тяжелых минералов, т. е. Fe_2O_3, FeO и MnO также не дают ответа о причинах бурой окраски. Наиболее разительным отличием разности № 2 является более высокое содержание MgO (1.72%), аналогичное количество которого встречено еще лишь в мусковите из биотитового гнейса. Но, как и для TiO_2, мы не имеем разницы в содержании MgO внутри группы № 2.

Таким образом причину бурой окраски можно искать или в окрашивающем действии TiO_2 или в наличии по спайности мусковита тончайших пластинок темной слюды — биотита или скорее флогопита; при рассмотрении пятнистого мусковита под микроскопом наблюдаются тонкие буроватые пленки, параллельные спайности мусковита; они обладают весьма ничтожным плеохроизмом, что не позволяет быть достаточно уверенным в определении; попытки выделить их для специального исследования не увенчались успехом.

2. Мусковиты с пластинами промышленных размеров серебристо-зеленоватой окраски (группа № 3) в отношении содержания тяжелых металлов характеризуются следующим: TiO_2 меньше, чем в других группах, Fe_2O_3 и FeO примерно одинаково с другими группами и лишь MnO в разности, с наиболее яркой зеленой окраской, несомненно больше, чем в других группах, т. е. 0.06 молек. проц. вместо обычных от 0.00 до 0.01 молек. проц. На основании этого зеленую окраску в слюдах нужно приписывать наличию Mn, представленного закисью.

3. Благодаря наличию MnO почти во всех разностях канских слюд необходимо считать, что зеленоватый оттенок обязан во всех случаях Mn, но в бурых слюдах он не заметен благодаря густоте бурой окраски.

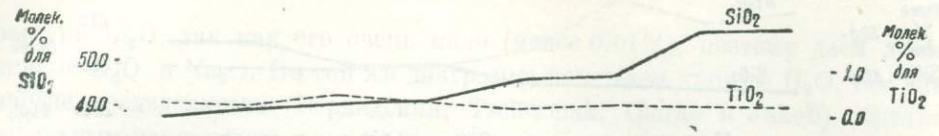
4. Сочетая кривые содержания различных окислов на примере изученных слюд, мы улавливаем для них далеко не то количество возможных изоморфных замещений, которое предполагается многими исследователями. В самом деле, рассмотрим на примере канских слюд комбинации изоморфизма, предлагаемые различными авторами.[1]

а) Изоморфизм SiO_2 и TiO_2 предлагался для слюд многими авторами (Вернадским, Tschermak, Iakob, Kunitz и др.).

Кривые этих окислов дают следующее:

Рассмотрение этих кривых вряд ли дает впечатление изоморфного замещения указанных окислов, так как постепенному увеличению SiO_2

[1] Вопросы изоморфизма в слюдах разбираются следующими авторами: Вернадский (8), Iakob (67), Kunitz (68), Tschermak (85), Clarke (56) и др.

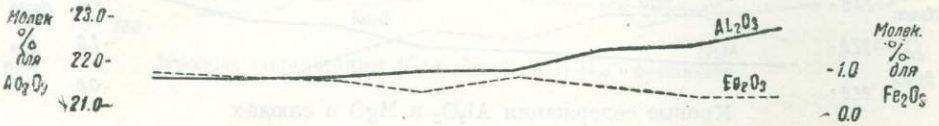


Кривые содержания SiO_2 и TiO_2 в слюдах

не соответствует ни увеличение, ни понижение количества TiO_2, кривая которого колеблется независимо от кривой SiO_2.

б) Изоморфизм Al_2O_3 и FeO_3 предлагался Вернадским, Tschermak и Kunitz, при чем эти авторы связывают с изменением количества Fe_2O_3 измерение оптических констант слюд, о чем будет речь ниже.

Кривые этих окислов таковы:

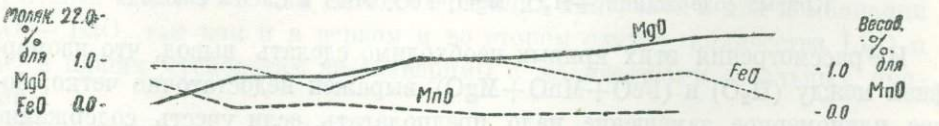


Кривые содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в слюдах

Из рассмотрения этих кривых вытекает, что можно говорить об изоморфизме полуторных окислов, так как с увеличением количества Al_2O_3 имеется некоторое уменьшение Fe_2O_3. Но изменение количества Al_2O_3 далеко не возмещается изменением количества Fe_2O_3, так как увеличение первого почти на 1.5 молек. проц. дает уменьшение Fe_2O_3 лишь на 0.3 молек. проц. В общем химизме слюд, конечно, важнее расшифровать общее изменение количества R_2O_3, нежели изоморфное замещение Al_2O_3 и Fe_2O_3.

в) Изоморфизм MgO, FeO и MnO предлагается Вернадским, для первых трех окислов Jakob и Tschermak, для MgO и FeO Kunitz.

За основу берем Mg как преобладающий окисел.



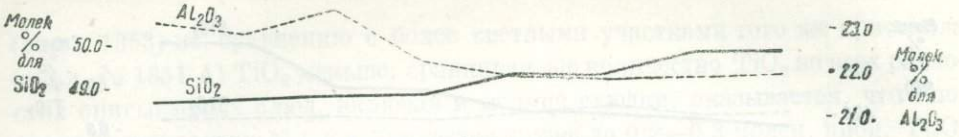
Кривые содержания MgO, FeO MnO в слюдах

Примечание: MnO в виду его относительно малого содержания указан в весовых процентах, что характера его кривой особенно не меняет.

Из рассмотренных кривых следует, что элементы изоморфизма между MgO и FeO, а также MgO и (FeO+MnO) достаточно вероятны.

Далее следуют изоморфные комбинации более сложные, которые не предусматривались классическими рядами изоморфизма.

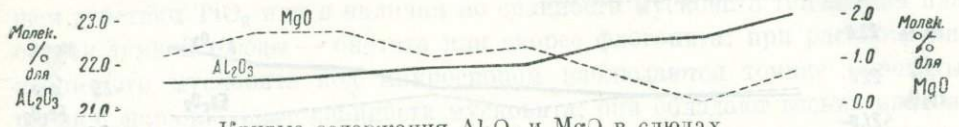
г) Kunitz указывает на изоморфизм SiO_2 и Al_2O_3. Кривые их содержаний в нашем случае таковы:



Кривые содержания SiO_2 и Al_2O_3 в слюдах

Рассматривая эти кривые, можно убедиться в наличии изоморфизма SiO_2 и Al_2O_3, хотя анализ № 1081 несколько искажает правильность кривых.

д) Тот же Kunitz предполагает изоморфизм Al_2O_3 и MgO, что резко противоречит теоретическим построениям Jakob и считается последним как неосуществимая комбинация.

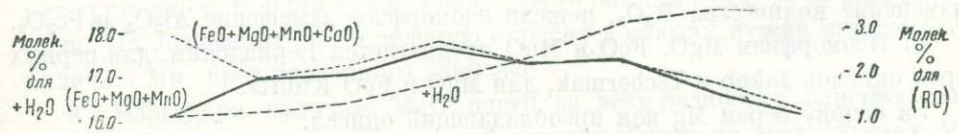


Кривые содержания Al_2O_3 и MgO в слюдах

Предлагаемые кривые говорят о полной вероятности замещения Al_2O_3 и MgO не только в качественном, но и в количественном отношениях. Указанное положение ставит под сомнение теоретические группировки Jakob.[1]

е) Наконец, Jakob предполагает замещение H_2O окислами двухвалентных металлов — MgO, FeO MnO и CaO.[2]

Согласно положений Jakob берем кривые H_2O и суммы перечисленных окислов.



Кривые содержания $+H_2O$, MgO, FeO, MnO и CaO в слюдах

Из рассмотрения этих кривых необходимо сделать вывод, что изоморфизм между (H_2O) и (FeO+MnO+MgO) выражен недостаточно четко; более планомерное замещение надо предполагать, если учесть содержание CaO.

ж) Изоморфное замещение щелочей предполагают, видимо, почти все исследователи слюд. В данных по канским слюдам не удается уловить ха-

---

[1] В данном случае необходимо сослаться на доклад А. Н. Лейпунского, прочитанный на 1-й Всесоюзной ядерной конференции (27), где он указывает, что «возможен процесс:

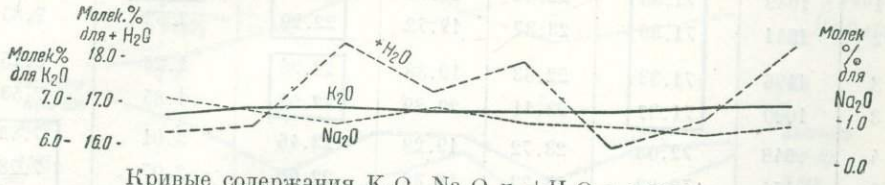
$$Al^{27} + H' \longrightarrow Mg^{24} + He^{4}»,$$

т. е. превращение Al в Mg. Не исключена возможность, что нечто подобное осуществимо и в природных условиях.

[2] Jakob отрицает наличие CaO в мусковитах.

рактера Li_2O, так как его очень мало (менее 0.01%), поэтому даем лишь кривые K_2O и Na_2O. На той же диаграмме помещаем кривую H_2O, так как многие исследователи (Вернадский, Tschermak, Clarke и Jakob) считают вероятным изоморфизм щелочей и воды, против чего резко возражает Kunitz, утверждая, что такое замещение не может быть, так как отношение K : H, как правило, равно 1 : 2.

За основу берем кривую K_2O .



Кривые содержания K_2O, Na_2O и $+H_2O$ в слюдах

Из рассмотрения этих кривых следует, что некоторым изоморфизмом обладают K_2O и Na_2O. На ряду с этим особенно резко приходится отрицать изоморфизм щелочей с водой, так как взаимозависимости между их кривыми нет. В данном случае наши конечные выводы совпадают с мнением Kunitz об отсутствии такого рода замещения, но мотивировка выводов Kunitz, т. е. отношение K : H = 1 : 2, отрицается нашими кривыми; и действительно, в канских слюдах мы имеем следующие отношения K : H (в простых процентах):

2.0; 2.1; 2.2; 2.0; 2.0; 2.3; 2.2

Мы не разбираем здесь другие варианты; например, интересный случай, изученный K u n i t z для литийсодержащих минералов и для комбинации K_2O — BaO, так как и в первом и во втором случае количества Li_2O и BaO в наших мусковитах несоизмеримы с количествами остальных окислов.

Таким образом полученный материал указывает на возможность изоморфного замещения следующих окислов:

$$SiO_2 — Al_2O_3;\ Al_2O_3 — MgO;\ H_2O — (MgO + FeO + CaO + MnO)$$

и менее четко:

$$Al_2O_3 — Fe_2O_3;\ MgO — (FeO + MnO);\ K_2O — Na_2O.$$

Подчеркнем, что ни для одной из предполагаемых комбинаций не улавливается полностью выдержанность сумм окислов, замещающих друг друга; это хорошо видно в следующей таблице:

№ разновидн.	№ обр.	$SiO_2+Al_2O_3$	Al_2O_3+MgO	$H_2O+MgO+FeO+CaO+MnO$	$Al_2O_3+Fe_2O_3$	$MgO+FeO+MnO$	K_2O+Na_2O
1	1081	71.02	23.04	20.54	22.27	2.37	7.80
1	1089	71.35	22.85	19.74	22.39	2.31	8.07
2	1351	71.39	23.37	19.72	22.29	2.82	7.85
3	1496	71.33	22.63	19.88	22.96	1.28	8.15
3	1090	71.37	23.11	20.29	22.99	1.85	7.53
4	948	72.08	23.72	19.28	23.46	3.01	7.82
5	151	72.83	23.23	18.38	22.63	2.07	7.78
6	292	72.60	23.52	18.79	22.40	2.28	7.79

Значительное постоянство наблюдается только для отдельных групп слюд, выделенных ранее на основе морфологических особенностей и характера залегания.

Так, например:

1. Для всей группы слюд, обладающих крупными пластинками (разновидности № 1—3), постоянна сумма ($SiO_2+Al_2O_3$) за исключением анализа № 1081.

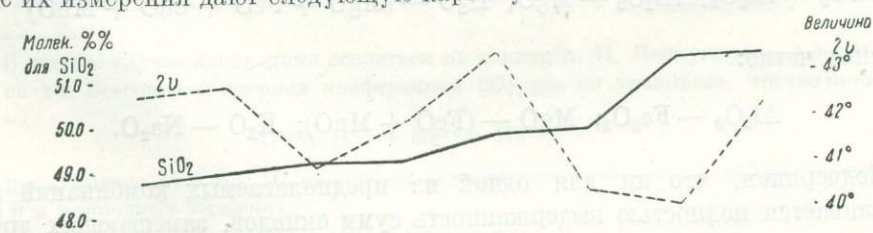
2. В той же группе бурые слюды (разновидности № 1 и 2) обладают постоянством суммы ($Al_2O_3+Fe_2O_3$), такое же постоянство у зеленых слюд (разновидность № 3).

3. Для бурых слюд с равномерной окраской (разновидность № 1) постоянна сумма ($MgO+FeO+MnO$).

4. Наконец, для мелких слюдок (разновидности № 5—7) постоянна сумма щелочей.

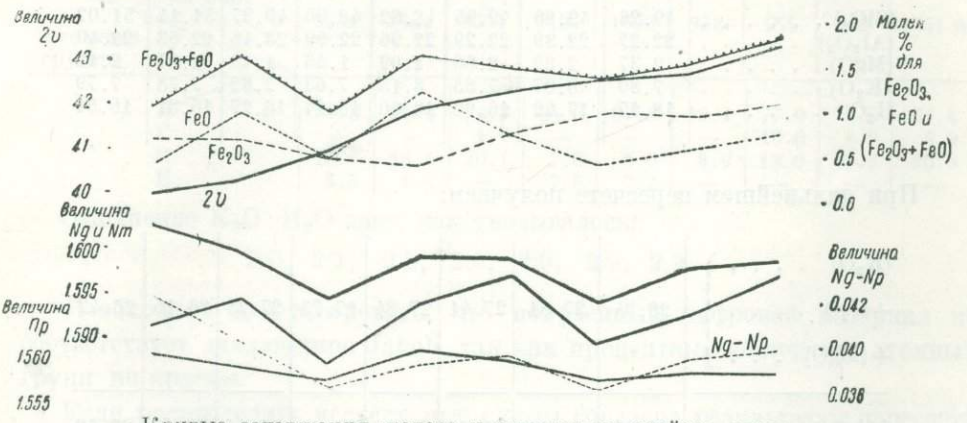
5. Как видно из таблицы, помещенной на стр. 191, зависимость между химическим составом и оптическими свойствами весьма небольшая:

а) Зависимость между количеством SiO_2 и величиной 2 V, которую предполагает Tschermak для канских слюд, видимо, не существует, так как кривые их измерения дают следующую картину:



Кривые содержания SiO и оптических свойств слюд

б) Многие авторы устанавливают зависимость оптических свойств от содержания в слюдах железа, выводя даже коэффициент изменения 2 V, а некоторые давали коэффициент и для показателей преломлений. Изучение слюд дает следующие результаты (за основу взята кривая 2 V):



Кривые содержания железа и оптических свойств слюд

Из рассмотрения кривых можно сделать такие выводы:

1. Тенденция изменения 2 V аналогична изменению количества Fe ($Fe_2O_3 + FeO$), но изменение неравномерно, и поэтому вывести постоянный коэффициент нам кажется затруднительным.

2. Изменение 2 V соответствует характеру изменения количества FeO, а не Fe_2O_3, но в средине кривой FeO имеется резкое расхождение, которое не отражается на кривой 2 V.

3. Прямая зависимость намечается между количеством Fe_2O_3 и показателями преломлений, изменения которых также однотипны; особенно хорошо совпадают кривые Fe_2O_3 и двупреломления.

Таковы закономерности, подмечаемые в химическом составе и оптических свойствах канских мусковитов.

Малая изученность структур мусковитов до сего времени является причиной одновременного существования нескольких методов изображения химического состава слюд, иногда взаимно исключающих один другого.

Мы условно взяли метод Jakob, целиком принятый Е. А. Ферсманом.

Пересчитывая химические анализы по методу Jakob, получаем следующие молекулярные процентные группы окислов.[1]

---

[1] Окислы, заключенные в скобки, означают суммы молекулярных процентов окислов, т. е. $(SiO_2) = SiO_2 + TiO_2$; $(Al_2O_3) = Al_2O_3 + Fe_2O_3$; $(MgO) = MgO + FeO + MnO$; $(K_2O) = K_2O + Na_2O$ или

$$(K_2O) + H_2O + (MgO) - (Al_2O_3) = n[(SiO_2)] - 2(Al_2O_3)],$$

где n соответственно равно 1.3, 1.1, 0.6, 1.8, 1.2, 1.6, 0.6, 0.6

Группы окислов	1		2	3		5	6	7
	1081	1089	1351	1496	1090	948	151	292
(SiO_2)	49.26	49.80	49.95	48.82	48.96	49.37	51.14	51.02
(Al_2O_3)	22.27	22.39	22.29	22.96	22.99	23.46	22.63	22.40
(MgO)	2.37	2.32	2.66	1.09	1.66	1.19	2.07	2.12
(K_2O)	7.80	8.07	7.85	8.15	7.63	7.82	7.78	7.79
H_2O	18.17	17.42	16.90	18.60	18.44	16.27	16.31	16.51

При дальнейшем пересчете получаем:

(K_2O) . . . . $+H_2O$ . . . . $+(MgO)$ . . .	28.34	27.81	27.41	27.84	27.73	27.28	26.16	26.42
(Al_2O_3)	22.27	22.39	22.29	22.96	22.99	23.46	22.63	22.40
$\frac{(SiO_2)}{2}$	24.63	24.90	24.98	24.41	24.48	24.69	25.57	25.51

и

(K_2O) . . . . $+H_2O$ . . . . $+(MgO)$ . . . $-(Al_2O_3)$ . . .	6.07	5.42	3.12	4.88	4.74	3.82	7.53	4.02
(SiO_2) . . . . $-2(Al_2O_3)$ . . .	4.72	5.02	5.37	2.90	3.98	2.45	5.88	6.22

Приведенные соотношения $[(K_2O)+H_2O+(MgO)]$, Al_2O_3 и $\frac{(SiO_2)}{2}$, а также величины коэффициента n показывают, что согласно схеме Jakob исследуемые мусковиты относятся к следующим типам:

№ обр.	1		2	3		5	6	7
	1081	1089	1351	1496	1090	948	151	292
Типы мусковита . . .	3 c	3 c	3 a	3 c	3 c	3 c	3 a	3 a

На основании этого, согласно указаниям того же автора, перечисляем молекулярные проценты окислов на группы и получаем следующие проценты атомных групп [1] для каждого образца.

Атомные группы \ № обр.	1081	1089	1351	1496	1090	948	151	292	1351 A[2]
B	80.8	79.9	78.9	84.6	87.8	90.1	77.0	75.6	71.4
C	—	—	1.0	—	—	—	10.0	8.9	8.0
D	13.7	18.5	20.1	7.8	5.0	9.9	13.0	15.5	20.6
E	5.5	1.6	—	7.6	7.2	—	—	—	—

Отношение $K_2O : H_2O$ дает, как указывалось:

2.0, 2.1, 2.2, 2.0, 2.0, 2.3, 2.2

Необходимо констатировать, что полученный цифровой материал не соответствует заключению Jakob, так как процентные количества атомных групп не кратны.

Если распределить исследуемые слюды согласно результатам пересчета по температурной шкале А. Е. Ферсмана (основанной на выводах Jakob), то получаем следующее. [3]

---

[1] Атомные группы Jakob таковы:

$$A = [Al(SiO_5)_3]\,Al_5$$

$$B = [Al(SiO_5 \cdot SiO_2)_3]\,\begin{matrix}K_2\\H_4\\Al_2\end{matrix}$$

$$C = [Al(SiO_4 \cdot SiO_2)_3]\,\begin{matrix}K\\H_2\end{matrix}$$

$$D = [Al(SiO_5 \cdot SiO_2)_3]\,\begin{matrix}Al\\K\\H_8\end{matrix}$$

$$E = [Al(SiO_6 \cdot SiO_2)_3]\,\begin{matrix}Al_2\\K\\H_{14}\end{matrix}$$

[2] Для анализа № 1351 А мы не даем полного вычисления, так как в виду недостаточного количества материала анализ выполнен не полностью, в частности определена только сумма воды (т. е. связанная вода + гигроскопич.), соответственно не удалось произвести проверку количества воды в лаборатории ЦНИГРИ. Благодаря этому процентные количества для атомных групп даем условно для сравнения с остальными анализами. Недостаточная полнота анализа не исключает, впрочем, того, что количества группы B действительно ниже, чем в остальных слюдах, так как Al_2O_3 меньше на 1—3%.

[3] Схема распределения мусковита по фазам, предлагаемая А. Е. Ферсманом, несколько не ясна тем, что неизвестно, в какую фазу попадают мусковиты с содержанием атомной группы B менее 80% (таковых у Jakob указано много). Вместе с тем в фазе H указан чистый силикат D и в фазе I силикат E, оба силиката в чистом виде в слюдах, изученных Jakob, не встречены; максимальное содержание группы D определено в 60.36%, а E лишь 15.19%.

№ обр.	Разновидн.	Краткая характеристика	Атомные группы по Jakob				Фазы по Ферсману							
			B	C	D	E	B	C	D	E	F	G	H	I
1081	1	Плитки бурого цвета мусковит-турмалиновой зоны	80.8	—	13.7	5.5								
1089	1	Тоже; обрастается зеленым мусковитом (обр. № 1090)	79.9	—	18.5	1.6								
1351	2	Плитка бурого цвета мусковит-турмалиновой зоны; наиболее темные участки пятнистых пластинок; составляет одно целое с образцом № 1351 А	78.9	1.0	20.1	—								
1351А	2	Тоже; более светлые участки образца № 1351	71.4	8.0	20.6	—								
1496	3	Плитки зеленого цвета мусковит-турмалиновой зоны	84.6	—	7.8	7.6								
1090	3	Тоже; обрастают бурый мусковит (обр. № 1089)	87.8	—	5.0	7.2								
948	5	Буровато-зеленые чешуйки; разъедают минералы крупных генераций	90.1	—	9.9	—								
151	6	Светлые серебристо-зеленоватые чешуйки на микроклине, макроскопически относимые к джильбертиту	77.0	10.0	13.0	—								
292	7	Зеленовато-серые пластинки биотитового гнейса около пегматитов	75.6	8.9	15.5	—								

Из рассмотрения предлагаемой таблицы и сравнения ее с парагенетической таблицей стр. 174 резко выделяются следующие противоречия:

1. Главная масса мусковитов по парагенезису в полном согласии со схемой А. Е. Ферсмана отнесена нами к пегматоидной фазе (2) (см. парагенетическую таблицу); вместе с тем на основании химического анализа казалось бы надо отнести мусковиты к надкритической фазе (EG).

2. Более того, парагенезис мусковитов, в соответствии со схемой А. Е. Ферсмана, указывает, что зеленые мусковиты образуются позднее, чем бурые; особенно разительно это видно на примере обрастания бурого мусковита (обр. № 1089) зеленым (обр. № 1090), но вместе с тем предполагаемое распределение по химическому составу ставит образец № 1090 в более высокотемпературную фазу. Это же положение резко подчеркивается химическим составом мелких зеленых пластинок (обр. № 948, разновидность № 5), которые располагаются на целую фазу левее главной массы слюд.

3. Наконец, с меньшей уверенностью, но с неменьшей определенностью, надо указать на то, что различные части одной и той же пластины мусковита (обр. № 1351) имеют резкое отличие в количестве атомных групп B и C, которое должно бы говорить (по А. Е. Ферсману) о различных фазах образования.[1]

Таким образом исследование канских мусковитов ставит под сомнение теоретические выводы Jakob и применение их А. Е. Ферсманом в градуировке пегматитового процесса.

В противовес малообоснованным пересчетам Jakob, Pauling (79) и за ним Machatschki (85) на основании структурного анализа предлагают следующую форму мусковитов:

$$(OH)_2\ KAl_2(Al\ Si_3O_{10}).$$

Пересчитав наши анализы применительно к этой формуле, получаем следующие значения окислов:[2]

№ обр.	O(H)	K Na	Al Fe··· Fe·· Mg	Si
1081	2.4	1	3	3.2
1089	2.2	1	2.9	3.1
1351	2.2	1	3	3.2
1496	2.3	1	2.9	3
1090	2.4	1	3.1	3.2
948	2.1	1	3.2	3.2
151	2.1	1	3	3.3
292	2.1	1	3	3.3

[1] Отдельные участки этой плитки выбраны лишь по густоте окраски, при чем пробы взяты из различных ее частей по отношению к центру пластин; это исключает возможность влияния концентричности состава пластин (предположение Jakob).

[2] На основании данных, полученных при рассмотрении кривых сочетаний различных окислов, к калию присоединяем натрий и к алюминию железо и магний.

Эти соотношения окислов позволили бы остановиться на определенной формуле лишь с учетом возможностей изоморфного замещения алюминия кремнием и калия водородом. Если первое предположение, как указывалось, вполне вероятно, то второе противоречит нашим данным о соотношении щелочей и воды, поэтому вопрос о формуле мусковитов мы оставляем пока открытым.

На основании сообщенного материала можно сделать следующие выводы:

1. Все мусковиты Канского месторождения, от мусковита гнейсов из приконтактовых частей и крупных пластин как бурого, так и зеленого цветов до мелких слюдок, по химическому составу и оптическим свойствам довольно однообразны.

2. Ни один из окислов, входящих в состав мусковита, не дает закономерного изменения; можно говорить лишь об изменении их количеств на протяжении небольших этапов. Так, например:[1]

количество SiO_2 постепенно уменьшается при переходе от бурых слюд к зеленым, в мелких слюдках количество SiO_2 резко повышается;

количество TiO_2 для крупных разновидностей мусковита дает картину, примерно, аналогичную SiO_2;

количество Al_2O_3 и Fe_2O_3 изменяется неравномерно, при чем первый дает повышение в сторону зеленых слюд; количество Fe выдержано в крупных разновидностях и определенно понижается в мелких слюдках;

количество MnO повышается в слюдках с зеленой окраской.

Количество CaO больше в темноокрашенном и зеленых мусковитах; факт же его нахождения в 50% образцов более 0.15% противоречит мнению Jakob, который отрицает наличие CaO в мусковитах. Неожиданно высокое содержание CaO (1.81 молек. проц.) показывают мелкие буровато-зеленые пластинки мусковита; дополнительная проверка подтвердила первое определение. Незначительное количество CO_2 (0.06 молек. проц.), нормальное, даже несколько пониженное количество SiO_2, нормальное количество щелочей и отсутствие P_2O_5 исключает возможность примеси к мусковиту кальцита, плагиоклаза и апатита, поэтому почти все CaO должно непосредственно входить в конструкцию мусковита. Характерно, что резкий скачок в отношении CaO относится к мелким слюдкам.

Количество MgO уменьшается в сторону зеленых слюд еще более четко, чем SiO_2 и TiO_2, давая для мелких слюдок опять резкое повышение.

Сумма щелочей замечательно выдержана, чего, впрочем, нельзя сказать про K_2O и Na_2O в отдельности. Изменение их достаточно неравномерно; можно отметить некоторую выдержанность их в отдельных группах мусковита и особенно в различно окрашенных участках пластины (№ 1351 и 1551А).

---

[1] Образец № 292 во внимание не принимается, так как он является составной частью гнейсов; о его связи с пегматитовым процессом см. ниже.

В количестве $+H_2O$ наблюдается определенное повышение для крупных пластин зеленых слюд и большая выдержанность в мелких слюдках.

Оптические константы меняются довольно неопределенно.

Подводя итоги, необходимо еще раз перечислить генетические группы мусковитов, основанные на морфологических особенностях и парагенетической характеристике, а также, как следует из изложенного, подтвержденные некоторыми отличительными чертами в химическом составе.

В отношении залегания мусковита надо добавить еще несколько характерных черт.

В некоторых случаях мусковиты группы № 2 и сростки групп № 2 и 3 ориентированы длинной стороной и плоскостью совершенной спайности перпендикулярно к контакту пегматита с гнейсами. Такая ориентировка наблюдается в тех случаях, когда мусковит располагается не далее 20—30 см от контакта. Указанное явление, видимо, обязано механическому ориентирующему действию этой плоскости.

2. Крупные и мелкие пластины мусковита имеют большое парагенетическое сродство с кварцем, которое выражается в обрастании мусковита кварцем или в письменном их срастании; такие сростки, замещающие плагиоклаз, особенно хорошо наблюдаются под микроскопом (рис. 72, 73), но и в более крупных масштабах (в забое и на штуфах) это явление бывает видно совершенно отчетливо.

Указанный факт говорит о том, что образование мусковита шло за счет полевых шпатов (особенно плагиоклаза).

3. Не исключена возможность замещения полевого шпата мусковитом не только начиная с периферии, но и из центра зерен, как это наблюдалось нами в аплитовидном пегматите из Ольховского рудника (рис. 74). Отсутствие зональности плагиоклаза и наличие постепенного перехода между измененными и свежими частями одних и тех же зерен заставляет предполагать, что обычные объяснения такого явления вряд ли в данном случае применимы.

4. Наиболее интересный пример замещения полевого шпата мусковитом наблюдался в одном участке южного конца жилы № 3 (рудник Случайный), где в пегматите место мусковита было занято массой, напоминающей по форме плитки мусковита. Жила № 3, богатая промышленным мусковитом в других частях, в этом участке содержала лишь указанные сланцеподобные выделения.

Макроскопически это серебристая, грязно-серая масса, жирная на ощупь, имеющая хорошую сланцеватость, по которой она, впрочем, не раскалывалась на плитки, так как обладала большой хрупкостью. По внешнему виду они очень напоминали плотный мелкозернистый слюдяный сланец.

Группа	Краткая характеристика группы	№ разновидн.	Максимальн. размеры пластин	Цвет в отраженном свете	Цвет тонких пластин (менее 00.3 мм) в проходящ. свете	Характер залегания
1	Крупный мусковит гнейса, рис. 27	1	До 1 см	Серебристо-зеленый с серым оттенком	Не определялся благодаря плохой способности щипаться	Находится в гнейсе вблизи к контакту с пегматитовой жилой. Несомненно, что описываемый мусковит не сингенетичен остальным составным частям гнейса, так как крупные пластинки встречаются лишь у контакта с пегматитом в виде псевдопорфировых вкрапленников, размеры которых превышают размеры зерен гнейса в несколько раз. Промышленного значения не имеет
2	Мелкие боченковидные кристаллы	2	До 1—2 мм	Серебристый	Бесцветный	Мелкие боченковидные удлиненные (по сравнению с другими группами) кристаллы в письменном пегматите, кристаллизовался ранее массы пегматита. Промышленного значения не имеет Примечание. Благодаря малому количеству материала химический анализ не выполнялся
3	Крупный бурый мусковит	3	До десятков и сотен см²	Коричневато-бурый, обычно очень темных тонов, почти черный	Светлобурый с темными пятнами; иногда темные участки преобладают над светлыми	Залегает в мусковит-турмалиновой зоне. Промышленное значение имеет меньшее, чем разновидность № 4
		4	До десятков и сотен см²	Коричневато-бурый, иногда переходящий в серебристо-бурый	Бесцветный или слабо буроватый, окраска равномерная	Залегает в мусковит-турмалиновой зоне, являясь существенным компонентом этих зон. Основной добываемый продукт
4	Крупный серебристо-зеленый мусковит	5	До десятков см²	Серебристо-зеленый, переходящий в серебристый	Бесцветный или со слабым зеленоватым оттенком	Находится чаще в темном срастании с кварцем и иногда с серебристо-бурым мусковитом, при чем буроватые участки обычно располагаются в центральных частях пластин, давая постепенные переходы к зеленым. В мусковите встречаются нередко кристаллы красного марганцовистого граната. Промышленное значение очень небольшое
5	Мелкие слюдки	6	До нескольких мм²	Зеленоватая, от серебристых до темнобурых тонов	Не определялась благодаря плохой способности щипаться	Залегает неправильными скоплениями в полевошпатово-кварцевых частях пегматита в виде гнездо- и жилкообразных скоплений, разъедая минералы более ранних генераций. В скоплениях этой складки иногда встречаются в обилии крупные (до неск. см.) кристаллы черного турмалина и кристаллы красноватого граната. Промышленного значения не имеет.
		7	Чешуйки менее 1 мм²	Светлые, серебристо-зеленоватые	Не определялись благодаря плохой способности растворяться	Залегает по трещинкам полевого шпата, иногда в виде розеток. Промышленного значения не имеет

Рис. 72. Замещение плагиоклаза мусковитом, находящимся в письменном срастании с кварцем. 1×60; ник. +

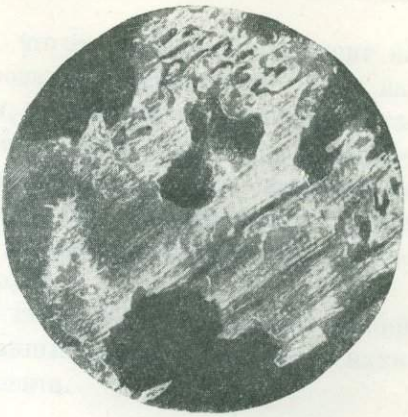


Рис. 73. Письменное срастание мусковита с кварцем. 1×60; ник. +

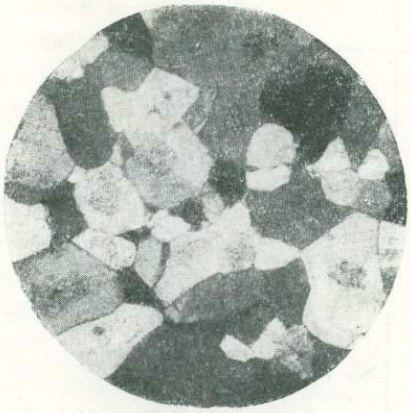


Рис. 74. Замещение центральных частей зерен плагиоклаза чешуйками серицита. 1×50; ник. +

Рис. 75. «Веера» и чешуйки мусковита, замещающие полевой шпат. 1×40; ник. +

Рис. 76. «Веер» чешуек мусковита в краевой части пластины того же минерала. 1×16; ник. +

Микроскопическое изучение показало, что это образование состоит на 80—90% из чешуек мусковита, ориентированных примерно в одном направлении, иногда сросшихся в пластинки, но еще не обладающих достаточно совершенной спайностью; контуры пластинок сильно «изорванные». Среди массы чешуек мусковита имеются иногда почти нацело «изъеденные» участки полевого шпата (ближе не определимого), зажатые между слоями чешуек; остатки полевого шпата вытянуты по сланцеватости чешуек мусковита. В небольшом количестве имеется кварц.

Иногда вытянутые чешуйки собраны в виде веерообразных скоплений (рис. 75); аналогичные образования, описанные ниже, наблюдались нами в краевых частях крупных пластин мусковита.

Химический анализ описанных плиток

	Весов. %	Молек. %
SiO_2	47.01	50.50
TiO_2	0.25	0.23
Al_2O_3	33.55	21.21
Fe_2O_3	1.57	0.62
Cr_2O_3	не обн.	—
FeO	0.43	0.40
MnO	0.02	0.01
CaO	0.29	0.32
MgO	1.22	1.96
K_2O	9.02	6.21
Na_2O	0.70	0.71
Li_2O	0.09	0.19
Cl	0.06	0.12
F	не обн.	—
$+H_2O$	4.89	17.52
$-H_2O$	0.71	—
	99.80	—
$-O_{Cl}$	0.01	—
Сумма	99.79	100.00

Этот анализ при сравнении с составами мусковитов показывает почти полное тождество. Исключение составляет повышенное количество H_2O, Li_2O и несколько увеличенное содержание CaO и MgO, вместе с тем ниже обычного содержание Al_2O_3 и K_2O.

Указанное отличие сочетается с минералогическим составом массы; несколько неясным является лишь повышенное количество H_2O, и Li_3O.

На основании проведенной характеристики можно с достаточной уверенностью предполагать, что это образование является некоторой стадией замещения полевого шпата мусковитом.

К следующему этапу этого процесса мы относим штуфы, в которых среди такой же сланцеподобной массы чешуек мусковита (иногда с биотитом) имеются нормальные пластины мусковита, достигающие нескольких кв. сантиметров; на неровных краях таких пластинок виден переход их в чешуйчатую массу.

5. Отмеченное выше замещение полевого шпата мусковитом прослеживается и в большем масштабе. Так например, в некоторых случаях неправильные пластины мусковита промышленных размеров в краевых частях теряют промышленную ценность благодаря наличию в них тонких пучков чешуек мусковита (рис. 76). «Лучи» мелких чешуек ориентированы в различных направлениях, иногда сгущаясь по трем характерным направлениям, соответствующим фигуре удара. Эти «лучи» врезаются в нормальную пластину на 1—2 см от края, где постепенно выклиниваются; на их продолжении, иногда в 10—15 мм от конца «луча», находятся еще 1—2 маленьких чешуйки — реликты. Кроме того, на продолжении «луча» имеется «след» от него в виде точек рудного минерала, которого много и в самих лучах. Указанные явления характерны для целого ряда промышленных жил.

Таковы явления замещения полевого шпата мусковитом.

6. Необходимо отметить также замещение мусковитом призматического минерала гексагональной сингонии, псевдоморфозы по которому найдены в Бобылевской жиле. Размеры бывших кристаллов достигали длины 3 см при толщине 0.3 см.

Учитывая, что пегматитовые жилы Канского месторождения содержат из минералов гексагональной сингонии лишь апатит, берилл и турмалин, при чем формы псевдоморфоз близки к формам лишь апатита и берилла и из этих двух только берилл бывает покрыт чешуйками слюды, можно считать, что псевдоморфозы мусковита образовались путем замещения именно берилла.

7. В заключение необходимо отметить еще одну форму выделения мусковита,— это пластинообразные сростки мусковита с биотитом, располагающиеся в трещинах пегматита. Образование трещин и заполнение их слюдами происходило несомненно позднее основной фазы формирования пегматита (рис.77). Пластины слюд в плоскости спайности достигают нередко десятков кв. сантиметров при толщине всего 1—2 см или нескольких мм. Выделение мусковита и биотита в общем было одновременное. Генезис их, видимо, не отличается от большинства мусковитов Канского месторождения, т. е. путем замещения полевых шпатов, при чем в данном случае по выдержанным трещинам.

Для более правильного подхода к вопросам генезиса мусковита было произведено изучение минералов, находящихся в пластинах мусковита. Определение этих минералов сопряжено с большими трудностями, так

как большая часть включений обладала весьма малыми размерами, что не позволяло произвести выделение их в чистом виде; поэтому лишь часть включений была определена достаточно точно (главным образом иммерзионным методом). В качестве общего замечания для всех включений надо указать, что ориентирующее действие на них мусковита заключается лишь в расположении некоторых включений параллельно плоскости совершенной спайности; остальные три структурных направления слюд не оказывают влияния.

Вокруг включений, ориентированных под углом к совершенной спайности, в пластинах мусковита наблюдаются трещинки, направленные чаще по направлению фигуры удара. Среди включений определены следующие минералы.[1]

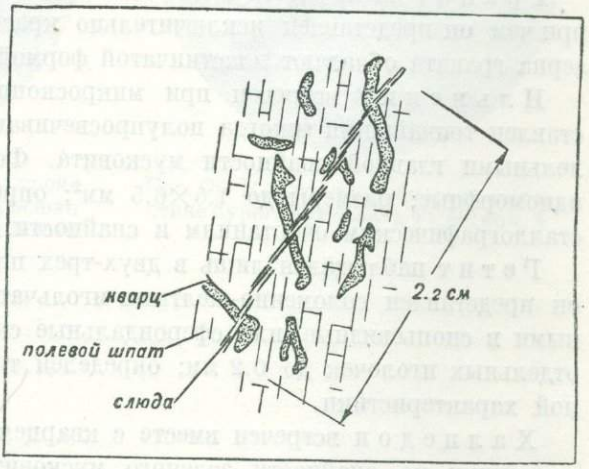


Рис. 77. Пластина мусковита пересекает зерна полевого шпата и кварца

К в а р ц встречается главным образом в виде правильных коротко призматических кристалликов, размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров; ориентированы они в различных направлениях. Отдельные кристаллики и небольшие группы кристаллов кварца встречаются в изобилии. В нескольких пластинках встречены более сложные «постройки» из кварца (рис. 78), представляющие собою следующее: на бесформенном сгустке железистого вещества (видимо лимонита) имеются кораллообразные наросты, состоящие из сростков угловатых зерен кварца, обладающие на свободных концах кристаллографическими очертаниями, Описанные «постройки» расположены в плоскости совершенной спайности мусковита; размеры всего включения до 0.5 см, размеры отдельных зерен кварца до 0.2 мм.

П о л е в ы е ш п а т ы в качестве включений чаще встречаются в краевых частях плиток мусковита в виде неправильных зерен; лишь в 2—3 пластинах обнаружены правильные кристаллики о р т о к л а з а.

Б и о т и т наблюдается в виде макро- и микроскопических вростков; ориентировка совершенной спайности биотита аналогична мусковиту.

[1] При изучении включений большая помощь была получена от А. Колотушкина, которому удалось измерять показатели преломлений мельчайших включений, пользуясь изобретенным им микро-кристаллрефрактометром.

В одной пластине мусковита встречено цепочкообразное расположение мелких (0.02—0.1 мм) листочков биотита (рис. 79).

Турмалин встречается в качестве включений лишь в зеленых разностях мусковита; кристаллы турмалина обычно сильно удлинены по призме, ориентируясь удлинением параллельно совершенной спайности мусковита; в нескольких штуфах (Масиковская жила) наблюдалось веерообразное расположение кристаллов.

Апатит находится в мусковите в виде одиночных зерен и реже скоплений по нескольку зерен; размеры его до 1—2 см; формы неправильные или призматические.

Гранат наблюдается в качестве включений чаще в зеленых слюдах, при чем он представлен исключительно красной разностью; очень часто зерна граната обладают пластинчатой формой.

Ильменит встречен при микроскопическом изучении; он представлен тончайшими (иногда полупросвечивающими) пластинками, параллельными главной спайности мусковита. Формы его неправильные или идиоморфные; размеры до 1.5×6.5 мм^2; определен по характерным кристаллографическим очертаниям и спайности.

Гетит наблюдался лишь в двух-трех пластинках[1] бурого мусковита; он представлен соломенно-желтыми игольчатыми кристалликами, собранными в сноповидные или сфероидальные скопления (рис. 80). Размеры отдельных иголочек до 0.2 мм; определен только на основании изложенной характеристики.

Халцедон встречен вместе с кварцем в виде тонкой (десятые мм) пластинки по спайности зеленого мусковита; центральная часть пластинки сложена скоплением плотно сросшихся угловатых зерен кварца; кварцевое скопление окружено халцедоновой массой (рис. 81). Зерна халцедона около контакта с кварцем вытягиваются иногда перпендикулярно к контакту, дальше от кварца они приобретают нередко квадратные очертания, иногда с зазубренными краями, «въедающимися» в соседние зерна; сами зерна в свою очередь имеют характерное радиальное строение.

Дендриты по спайности мусковита наблюдаются иногда в изобилии; формы их весьма разнообразны, при чем, судя по окраске и формам, имеются и марганцовистые и железистые дендриты.

Необходимо отметить, что часто ветви дендритов ориентированы параллельно менее совершенной трехлучевой спайности мусковита, которая или видна, или предполагается. Этот факт с несомненностью указывает на более позднее образование дендритов по сравнению с мусковитом, так как в данном случае сказывается ориентирующее действие мусковита. Иногда в срединных частях дендритов имеются более темные сгустки.

[1] Всего просмотрено под микроскопом много сотен пластинок.

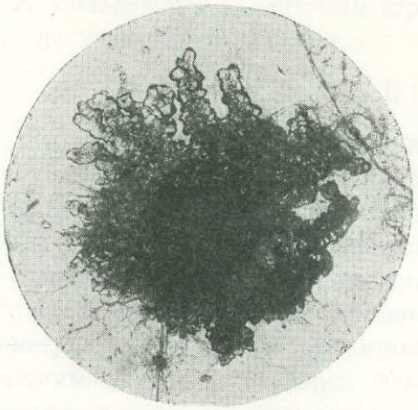


Рис. 78. Пластинообразная постройка из рудной массы, обросшая кристалликами кварца, по спайности бурого мусковита. 1×16; ник. +

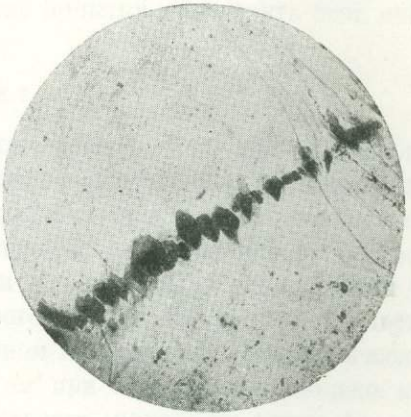


Рис. 79. Кристаллики биотита в пластине бурого мусковита. 1×40; ник. ‖

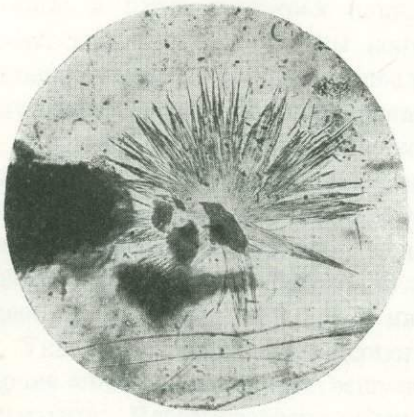


Рис. 80. Сфероидальное выделение гетита в пластине бурого мусковита. 1×150; ник. ‖

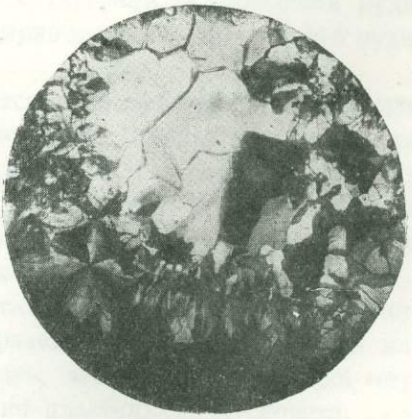


Рис. 81. Скопление кварца, окруженное массой халцедона по спайности зеленого мусковита. 1×60; ник. +

Пузырьки газа легко определяются по Ньютоновым кольцам, в некоторых образцах они довольно обильны.

По спайности бурого мусковита встречена одна пластинка бурого минерала, обладающая оолитовым строением; попытки определить этот минерал не увенчались успехом.

Биотит

Биотит встречается в виде пластин и чешуек. Чешуйки встречаются довольно редко и залегают в краевых аплитовидных зонах и очень редко в письменном пегматите; быть может, эти чешуйки в генетическом отношении не связаны с пегматитовым процессом, а оторвались от гнейсов.

Основная часть биотита представлена пластинчатыми выделениями по трещинам пегматита. Они обычно черного или зеленовато-бурого цвета; изометричны или сильно вытянуты в одном направлении. Изометрические пластины достигают размеров 200—250 см^2 при толщине в несколько мм. Вытянутые пластины, так называемые «стрелы», достигают длины 1 м при ширине 3—10 см и толщине 1—5 мм. Все пластины почти всегда разбиты трещинами, довольно ломки и весьма плохо щиплются; неразрушенные тонкие пластины всегда прозрачны. При разрушении, что наблюдается часто, биотит переходит в хлорит, сопровождаемый бурыми налетами лимонита. Пластинчатый биотит часто находится в сростании с мусковитом, благодаря чему последний значительно обесценивается. Нередко можно наблюдать, что пластины заполняют параллельные трещины, ориентированные в одном-двух-трех направлениях; так например, в Сахатинской жиле, где они параллельны контакту с гнейсами, в Заводском руднике большей частью примерно перпендикулярно контакту, в жиле № 4 рудника Случайного — по двум направлениям.

Характерно, что биотит не фиксируется в определенных зонах пегматита; некоторое относительное увеличение, пожалуй, отмечается лишь в мусковит-турмалиновой зоне для той части биотита, которая находится в тесном срастании с мусковитом. Большая часть занимает трещины пегматита различных зон (подчеркнем, что эти выделения занимают трещины, явно рассекающие зерна отдельных минералов крупнозернистых зон).

Указанные факты заставляют считать, что основная масса биотита (кроме описанных мелких чешуек) образовалась позднее основной массы пегматита. Небезынтересно будет указать, что отдельные участки «стрел» биотита в свою очередь иногда обрастают пластинками мусковита.

Биотит встречен почти во всех изученных жилах; он не констатирован лишь в жиле № 1 Соломенского рудника, Набережной, Масиковской жилах и в некоторых недостаточно детально изученных участках.

Кроме описанных выделений, наблюдались мелкие чешуйки вторичного биотита, замещающие вместе с хлоритом зерна граната; процесс

замещения обычно начинается по трещинкам и с периферии граната. Образование этих чешуек по времени возможно связано с другими фазами образования биотита.

Турмалин

Турмалин встречается в нескольких стадиях описываемого пегматитового процесса.

Во всех случаях турмалин представлен шерлом с оптическими константами, варьирующими в небольших пределах.

$$Ng = 1.659—1.661;\ Np = 1.635—1.640;\ Ng—Np = 0.021 — 0.026.$$

Иногда турмалин обладает некоторой зональностью, выражающейся более темной окраской периферических частей кристаллов.

По характеру залегания и по форме зерен можно различать несколько генераций турмалина:

а) На контакте с пегматитом часть биотита гнейсов в некоторых случаях замещена турмалином, причем наличие турмалина констатировано не далее чем на 2—3 см от пегматита; турмалин сохраняет формы биотита гнейсов;

б) Следующая стадия относится к мусковит-турмалиновой зоне, при чем турмалин парагенетически связан в основном с кварцем, много реже его вытянутые кристаллы встречаются в пластинах зеленого мусковита [1] и полевом шпате и почти полностью отсутствует в мусковите бурого цвета. Турмалин этой генерации встречается в виде обычных вытянутых призматических кристаллов с ребристыми гранями. Длина его варьирует от миллиметров до 1 м, отношение длины к толщине от 10 до 20. Кристаллы турмалина обычно очень хрупки и в целом виде трудно отделимы от других минералов. Среди массы пегматита этой зоны он расположен обычно скоплениями большого количества кристаллов, иногда дающих веерообразные полусолнца.

Более крупные кристаллы нередко разбиты трещинками и вновь сцементированы более поздними выделениями полевого шпата и кварца; выделения последнего не только цементируют турмалин, но иногда и корродируют его краевые части (рис. 82).

К этой генерации турмалина относятся тесные срастания кварца с турмалином, которые по внешнему виду могут быть отнесены к письменному срастанию.

в) Следующая фаза выделения турмалина связана с образованием более поздних агрегатных масс. Он выделяется вместе с мелкими зернами полевого шпата, кварца, граната и мусковита, которые разъедают минералы

[1] Характерно, что вкрапленники турмалина ориентированы, как правило, параллельно спайности мусковита.

более ранних крупнозернистых генераций; нередко этот турмалин представлен тонкими иголочками. Количество турмалина в агрегатных массах варьирует от 0 и почти до 100% (рис. 83). Турмалин кристаллизовался в большинстве случаев поздней основной массы минералов этой фазы, доказательством чему является несовершенство его кристаллографических форм.

Кристаллы его в некоторых случаях своим удлинением ориентированы в одном направлении, что является, по всей вероятности, следствием ориентированного давления. Этому же давлению, видимо, обязана и слоистость расположения турмалина и граната агрегатных образований. Размеры кристаллов этой генерации измеряются десятыми долями миллиметра.

Иногда среди мелкозернистой массы вырастают крупные кристаллы (до 10—15 мм) турмалина. Более часто они встречаются в грейзеноподобных образованиях, но иногда и в массе, состоящей из полевого шпата и кварца. Под микроскопом хорошо видно, как силой кристаллизационных свойств турмалин создает крупный кристалл вопреки отсутствию для него свободного пространства, захватывая при этом большое количество мелких зерен ранее выделившихся минералов (рис. 84). Окончанием большой призмы турмалина в описываемом случае является обычно несколько более мелких призмочек; строение самого кристалла может быть названо пойкилитовым.

Описанные генерации турмалина встречаются во многих жилах месторождения; наибольшим развитием обладает генерация турмалина мусковит-турмалиновой зоны, несколько меньше встречается турмалин последней генерации и лишь в 2—3 жилах встречены псевдоморфозы турмалина по биотиту гнейса.

Берилл

Берилл встречается чаще в виде правильных призматических кристаллов гексагональной сингонии, реже в виде гнездообразных скоплений неправильных зерен, правда, в таких скоплениях обычно также можно определить гексагональное очертание отдельных зерен. Наиболее крупные кристаллы достигают толщины 5 см при длине, видимо, более 20—30; длина кристалла редко определима, так как благодаря значительной хрупкости, как правило, удается найти лишь обломки его; отношение толщины к длине достигает 1 : 15. Призмы берилла иногда имеют утолщение к одному концу; головки кристаллов удавалось наблюдать редко, и они обычно раздавлены, благодаря чему грани неопределимы. Гнездообразные скопления зерен берилла обычно не более 10—15 см. Цвет желтовато-зеленый, бледно-зеленый в очень светлых тонах; прозрачных разностей встречено не было. Полупрозрачные кристаллы наблюдаются лишь изредка, причем они обычно находятся в кварце, тогда как в полевом шпате берилл мутный. Твердость нормальная.

Оптические свойства следующие:

$$Ng = 1.575;\ Np = 1.569;\ Ng - Np = 0.006.$$

Кристаллы берилла подвергались более поздним изменениям, которые сводятся к следующему:

1. Механическое раздробление кристаллов, выразившееся главным образом в разломах, перпендикулярных к призме; отдельные оборванные куски иногда повернуты по отношению к главной кристаллографической оси на 30—40°. Обычно все разломы вновь сцементированы пегматитовой массой (полевой шпат плюс кварц); иногда разломы заполнены мелкой слюдкой.

2. Изредка наблюдается химическая коррозия (растворение) берилла, выражающаяся в образовании «лунок». Эти лунки обычно заполнены другими более поздними минералами, к которым относятся: кварц, полевой шпат, турмалин и мелкая слюдка.

3. В некоторых случаях были обнаружены псевдоморфозы по призматическим, гексагональным кристаллам, состоящие целиком из мелкой слюдки. Благодаря тому, что призматический облик кристаллов гексагональной системы имеют берилл и апатит и так как для последнего до сих пор процессы замещения слюдкой не обнаружены, необходимо считать, что замещению подвергся именно берилл. Встречаются также кристаллы, грани которых сплошь покрыты чешуйками слюдки.

Берилл встречается главным образом в полевом шпате центральных частей жил. Характерно, что, несмотря на наличие в этих же зонах участков, сложенных кварцем, берилл, как правило, их «избегает», сосредоточиваясь в полевом шпате. Это положение надо объяснить последовательностью формирования берилл-полевошпатовой зоны пегматита, которая схематично заключается в том, что первым выделялся берилл, вокруг него начиналось отложение полевого шпата и, наконец, оставшиеся промежутки заполнялись кварцем.

Обычно берилл концентрируется в небольших участках пегматита диаметром 10—20 м; за пределами таких участков он довольно редок. Примерное насыщение в них достигает 1%. Заметные скопления берилла встречены в следующих точках: в жиле № 3 на площади Соломинского рудника, жиле № 5 Октябрьского рудника, жиле № 9 Лугового рудника, в «шпатовых» карьерах Бобылевского рудника, жиле № 12 Ольховского рудника, Масиковской жиле и северо-восточной жиле Сергеевской заявки.

Апатит

Апатит встречается чаще в виде призматических кристаллов со сглаженными, как бы оплавленными ребрами и реже — в виде неправильных зерен. Головки кристаллов настолько сглажены, что нет возможности определить грани. Призмы апатита достигают длины 8 см при толщине 0.8 см; чаще длина 1—2 см; отношение толщины к длине варьирует от 1 : 8 до 1 : 15. Цвет желтовато-зеленый, голубовато-серый и голубовато-зеленый

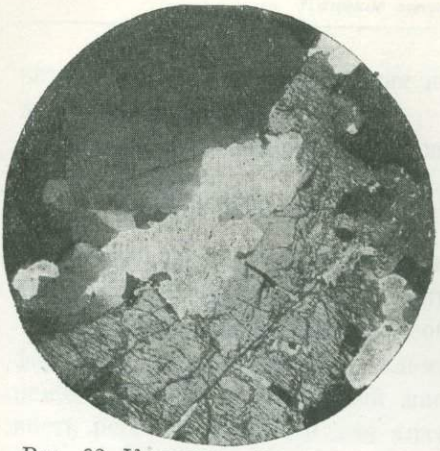


Рис. 82. Кристалл турмалина, корродированный кварцем. 1×20; ник. +

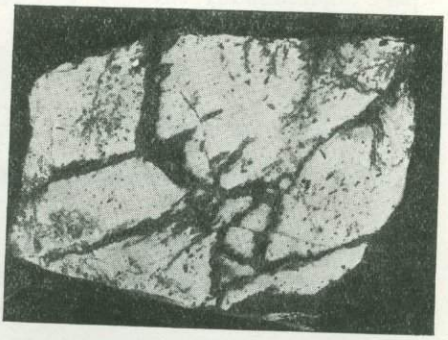


Рис. 83. Жилки мелких зерен турмалина в пегматите (агрегатные скопления. 1:2

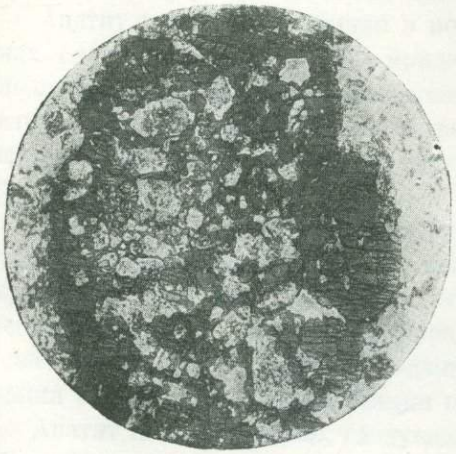


Рис. 84. Пойкилитовое строение монокристалла турмалина. 1×15; ник. ||

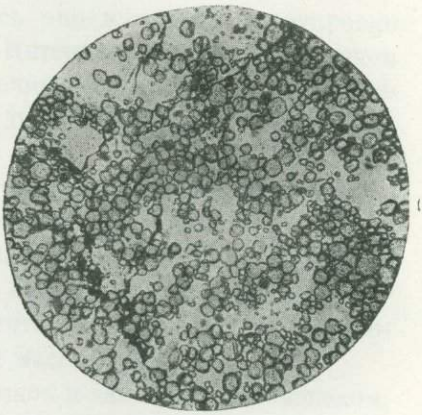


Рис. 85. Скопление красного граната в «агрегатном» пегматите. 1×60 ник. +

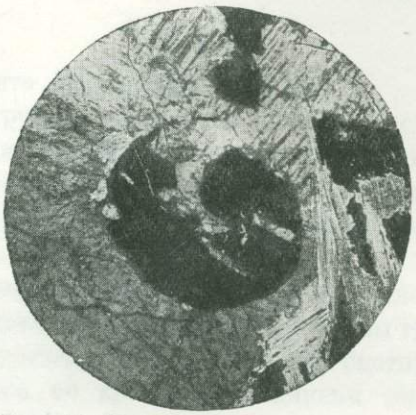


Рис. 86. Кристалл граната, «въедающийся» в зерна минералов более ранней генерации. 1×25; ник. +

светлых тонов. Обычно апатит полупрозрачен, нередко трещиноват. Твердость нормальная.

Оптические свойства следующие:

$$Ng = 1.636;\ Ng = 1.632—1.633;\ Ng - Np = 0.003—0.004.$$

В химическом отношении описываемая разность относится к фторапатиту (качественное опробование).

Из вторичных изменений необходимо отметить лишь механические деформации, выразившиеся в изломах кристаллов; сломанные участки обычно цементированы пегматитовой массой (кварц + полевой шпат). Сглаженность ребер кристаллов для апатитов — весьма характерное явление для многих месторождений и вряд ли может быть отнесена к процессам изменения уже сформировавшегося кристалла.

Апатит встречается обычно в полевом шпате или, что чаще, в пластинах слюд, как правило, не придерживаясь определенной ориентировки по отношению к элементам симметрии слюды. Интересно отметить, что в одном случае (Сахатинская жила) наблюдалась значительная концентрация зерен граната на гранях кристаллов апатита, в других рудниках этого не наблюдалось.

Апатит кристаллизовался из пегматитового расплава частично раньше основной массы полевого шпата, кварца и слюд, сразу после образования краевых частей жил (аплитовидных зон) и кристаллов так называемого «светлодымчатого» кварца, но парагенезис апатита с мусковитом заставляет предполагать вторую генерацию апатита, сопровождавшую образования слюд после кристаллизации основной массы жилы.

Апатит найден в жилах следующих рудников и заявок: в Соломенском, Случайном, Масиковском, Луговом, Ольховском, Сергеевской, Заводской, Сахатиной и 12-й точке.

Гранаты

Гранаты в пегматите встречаются двух видов:

1. Относительно крупные кристаллы (d до 1—2 см), изредка с неправильными, изогнутыми гранями — нередко с входящими углами. Цвет темнокоричневый, темнобурый, непрозрачный. Твердость 6.5; удельный вес 3.9—4.0, но для несколько измененных разностей от 3.4—до 3.8. Показатель преломления 1.789.

По химическому составу гранат первого вида относится к пиропу, но содержит небольшое количество Mn и Cl. Кристаллы граната часто подвержены изменению, продуктом которого является биотит и хлорит. Процесс разрушения начинается по краям и трещинкам зерен. Встречается он в полевом шпате, турмалине и мусковите.

2. Ко второй разности относятся мелкие, как правило, ярко красные гранаты (рис. 85). Чаще они хорошо окристаллизованы, но иногда встречаются в виде пластинчатых зерен по спайности слюды. Они обычно прозрачны, с ярким алмазным блеском. Размеры их не превышают 1—2 мм.

Твердость около 7.

Показатель преломления 1.822—1.824.

Остальные оптические свойства нормальны; исключением является лишь появление во второй разности, иногда аномальной, интерференционной окраски в серых тонах.

Химические составы гранатов

	Весов. %		Молек. кол.		Молек. %	
№ обр.	945	1077	945	1077	945	1077
SiO_2	37.56	39.38	625	656	45.53	43.72
Al_2O_3	22.72	21.66	223	213	16.24	14.19
Fe_2O_3	0.48	0.85	3	5	0.24	0.33
FeO	25.19	24.89	295	346	21.51	23.07
MgO	0.46	9.02	12	225	0.88	14.96
CaO	1.53	1.70	27	30	1.96	2.00
MnO_3	13.16	0.38	185	5	13.49	0.33
TiO_2	0.03	0.40	2	21	0.15	1.40
Cr_2O	0.00	сл.	—	—	—	—
Сумма	101.13	98.28	1 373	1 501	100.00	100.00

Обр. № 945 — красный гранат.
Обр. № 1077 — бурый гранат.
В виду малого содержания Fe_2O_3 и Cr_2O_3 мы даем пересчет на молекулы лишь по двухвалентным окислам.

	Молек. %		Относительные % двухвал. окисл.		Молек. % различных гранатов		
№ обр.	945	1077	945	1077		945	1077
FeO	23.51	23.07	56.9	57.1	Альмандин	56.9	57.1
MgO	0.88	14.96	2.3	37.1	Пироп	2.3	37.1
CaO	1.96	2.00	5.2	5.0	Гроссуляр	5.2	5.0
MnO	13.49	0.33	35.6	0.8	Спессартин	35.6	0.8
Сумма	37.84	40.36	100.0	100.0		100.0	100.0

Таким образом видно резкое различие в гранатах. Необходимо подчеркнуть значительное содержание марганца в красном гранате, так как он фиксируется в описываемых пегматитах только с этим минералом.

Если мы теперь обратимся к другим факторам, то также увидим резкую разницу. Так, например, бурые гранаты обычно сильно разрушены, в то время как красный — совершенно свежий, без всяких намеков на выветрелость. По характеру залегания отличием является следующее: бурый гранат обычно встречается в виде одного—двух кристаллов, сидящих в полевых шпатах аплитовой или мусковит-турмалиновой зоны в пегматите, образуясь, видимо, одним из первых; красный гранат связан с более поздней фазой пегматитового процесса, со временем образования агрегатного пегматита: вместе с иголочками турмалина, мелкой слюдкой и, наконец, в виде гнездо- и жилкообразных скоплений, состоящих почти из одного граната (рис. 85). Кроме того, небольшая его часть связана с образованием пластин зеленого мусковита.

Характерно, что в большинстве случаев красный гранат кристаллизуется несколько ранее остальных компонентов агрегатного пегматита, «пробираясь» в основную массу крупнозернистого пегматита, даже несколько дальше слюдки. Зерна граната «въедаются» в минералы более ранних генераций, причем благодаря большой кристаллизационной способности они всегда пытаются создать идиоморфные очертания, захватывая отдельные части других минералов (рис. 86). Бурый гранат (первая генерация) встречен в жилах следующих рудников и заявок: Случайный, Марковский, Петропавловская и Сергеевская.

Красный гранат (вторая генерация) встречен почти во всех изученных жилах.

Циркон

Циркон обнаружен один раз (Масиковская жила) в виде кристаллика со светлой буровато-коричневой окраской; находился он в полевом шпате мусковит-турмалиновой зоны.

Уранинит

Уранинит обнаружен лишь в отвалах Соломенской штольни в кусках полевого шпата в виде мелких неправильных черных зернышек с матовым блеском; вокруг уранинита наблюдались гуммитовые ореолы оранжево-бурых цветов.

Пирит

Пирит в пегматите встречен лишь один раз (жила № 8 Лугового рудника) в виде неправильных мелких зерен, расположенных вместе с мелкой зеленоватой слюдкой по трещинкам и на гранях кристаллов турмалина. По всей вероятности, его образование надо отнести к началу гидротермальных фаз того же процесса.

Ильменит и гетит

См. описание включений в мусковите.

Барицкит

Барицкит встречен лишь один раз в виде мелких зерен коричневого цвета. Недостаток материала не позволил произвести всестороннее изучение этого редкого минерала, который в СССР найден, насколько нам известно, впервые.

Качественные реакции указывают на содержание кальция, окислого железа, фосфора и воды; минерал изотропен, показатель преломления 1.575.

Указанные данные позволяют отнести этот минерал к барицкиту, для которого Doelter (75) указывает, что показатель преломления варьирует от 1.57 до 1.67.

Халцедон

См. описание включений в мусковите.

Эпидот

Эпидот встречается в виде корочек и прожилков в полевом шпате, являясь продуктом его изменения.

Хлорит

Хлорит присутствует лишь как вторичный минерал по биотиту.

Арагонит

Арагонит встречается в виде светлосерых, желтовато-серых и белых аморфных корочек на других минералах.

Твердость 3.5.

От HCl разлагается с выделением CO_2, но не полностью, видимо, благодаря примеси SiO_2; в фильтрованных ультрафиолетовых лучах светится серебристым лунным светом; короткое время фосфоресцирует.

Корочки арагонита встречаются по трещинам пегматита и главным образом чистого кварца центральных частей жил и должны быть отнесены к очень поздним стадиям процесса, причем приуроченность арагонита к определенным (конечным) стадиям образования пегматитовых жил (кварцевым зонам) заставляет связывать происхождение арагонита с пегматитовым процессом.

Каолинит

Каолинит представлен белыми или слегка окрашенными в желтовато-бурый цвет налетами и небольшими скоплениями по трещинкам полевых шпатов; иногда наблюдаются пустотки в полевом шпате, выстланные каолинитом. По внешнему виду он аморфен, иногда мучнист, но чаще представлен засохшей глинистой массой.

Качественные химические реакции указывают на присутствие в нем, кроме нормальных составных частей, небольшого количества следующих элементов: Ca, Mn, Fe, Co, Cl и F.

Особенно необходимо подчеркнуть обнаружение кобальта; наличие его позволяет высказать предположение о том, что каолинит образовался, быть может, под действием терм, связанных с интрузией различных порфиритов, которые на месторождении наблюдаются в изобилии.

Пиролюзит и псиломелан

Пиролюзит встречается в виде пленок и корочек по трещинам пегматита; нередко он представлен довольно совершенными древовидными дендритами. В некоторых случаях вместе с пиролюзитом находится небольшое количество псиломелана, так как марганцевые корочки содержат до 2% H_2O.

Коркообразное залегание по трещинкам пегматита указывает на очень позднее его образование, связанное с гипергенной фазой.

Псиломелан наблюдается в довольно чистом виде так же, как и пиролюзит,— в виде черных корочек; качественные реакции указывают на присутствие небольшого количества Fe_2O_3.

Лимонит

Лимонит встречается в виде налетов и корочек по трещинам пегматита и окружающих горных пород; толщина корочек редко достигает 1 мм. Цвет от буровато-желтого до темнобурого, иногда коричневый с красным оттенком. Изредка лимонит содержит небольшое количество марганца.

Лимонит наблюдается в том или ином количестве во всех жилах.

Пленки железистых и марганцовистых окислов встречаются между спайностей слюд, где они дают также прекрасные дендриты (см. описание включений в мусковите, стр. 210).

Пузырьки газа

См. описание включений в мусковите

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Формирование геологического комплекса

Генезис геологического комплекса Канского месторождения весьма сложен, причем благодаря плохой изученности окрестностей месторождения расшифровка его достаточно затруднительна.

Отсутствие геолого-петрографических исследований в южной части Енисейского кряжа заставляет нас, как и в геологическом очерке, обращаться к более северным районам, описанным Мейстером (32). В структурном отношении наш участок хорошо параллелизуется с этим районом; толща метаморфических пород Канского месторождения, как и свита A_1 бассейна р. Ангары, вытянута в северо-западном направлении; как и там, на изучаемом участке наблюдаются более поздние тектонические нарушения,

которые по аналогии должны быть отнесены к концу протерозоя. На севере трещины смещений нередко заняты секущими и пластовыми жилами порфирита и кератофира, обладающими СВ и СЗ простиранием, а также кварцевыми жилами СВ, СЗ и С простирания; на Канском месторождении жилы порфиритов (всегда секущие) обладают большей частью меридиональным или широтным простиранием, а кварцевые жилы — СВ или близким к меридиональному. Таким образом, общие структурные черты геологического строения Канского месторождения аналогичны строению метаморфической толщи района р. Ангары.

В отношении структуры самого месторождения необходимо напомнить следующее:

1. Элементы залегания пород достаточно четко можно проследить для жильных образований и гнейсов.

2. Элементы залегания пегматитов и гнейсов, а также ориентировка сланцеватости и главной трещиноватости последних в общем почти одинаковы (направление падений почти без исключения в северо-восточном квадранте) (см. рис. 2).

3. Направления падений трещиноватостей гнейсов и пегматитов довольно равномерно распределены по всем четырем квадрантам, чему редко противоречит распределение направлений падений трещиноватостей массивных пород, которые в большей части сконцентрированы в восточных и частично в юго-западных квадрантах; эти же направления повторяются трещиноватостью секущих порфиритовых жил.

Таким образом в различных породах наблюдаются значительные отличия в ориентировке трещиноватостей, выражающиеся в гораздо меньшем развитии в массивных метаморфических породах и порфиритовых жилах серии трещиноватостей с падением западных румбов и особенно северо-западного квадранта; это заставляет предполагать, что массивные породы и порфириты сформировались поздней гнейсов и пегматитов, — другими словами, более позднее их отвердение не дало возможности проявиться тектоническим напряжениям в виде серии трещин, развивавшихся в свое время в гнейсах и пегматитах.

Из петрографической и химической характеристики пород можно сделать некоторые заключения, которые кратко суммируются следующим образом:

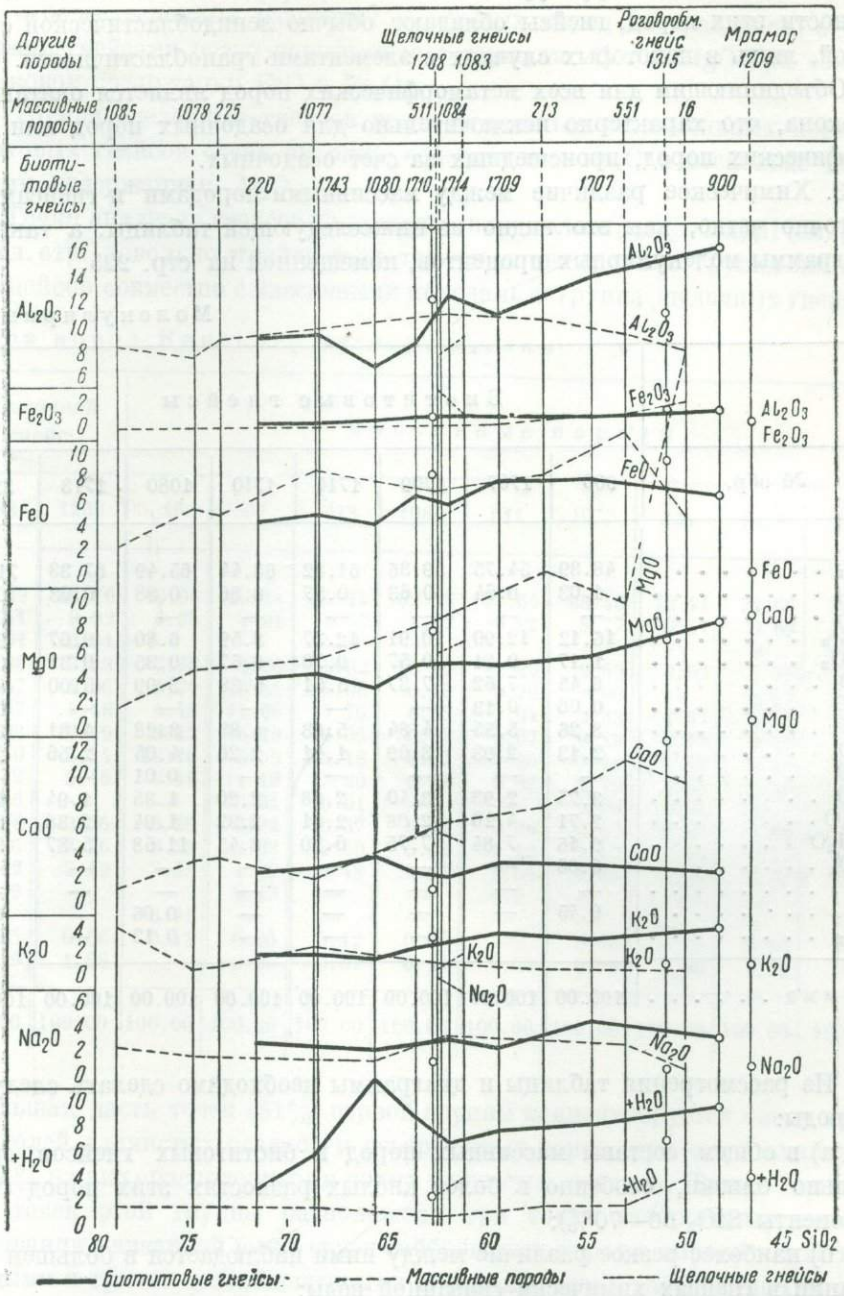
1. Метаморфические породы месторождения делятся на три группы:

а) массивные породы;

б) мраморы и гнейсы; среди последних по минералогическому и химическому составу резко выделяются:

в) щелочные гнейсы.

2. Петрографическими различиями между массивными породами и гнейсами являются их структуры: для первых в общем характерна



«Вариационная» диаграмма пород метаморфической толщи Канского месторождения

гранобластическая структура с элементами офитовости в более основной разности этих пород, гнейсы обладают обычно лепидобластической структурой, лишь в некоторых случаях с элементами гранобластичности.

Объединяющим для всех метаморфических пород является окатанность циркона, что характерно исключительно для осадочных пород или метаморфических пород, происшедших за счет осадочных.

3. Химическое различие между массивными породами и гнейсами достаточно четко, как это видно из нижеследующей таблицы, а также из диаграммы молекулярных процентов, помещенной на стр. 225.

Молекулярные процен

	Биотитовые гнейсы								Рогово-обманк. гнейс
№ обр.	900	1707	1709	1714	1710	1080	1713	220	1315
SiO_2	48.39	54.75	59.36	61.82	63.44	65.49	67.33	71.58	50.96
TiO_2	1.03	0.64	0.63	0.57	0.86	0.88	0.63	0.38	0.69
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—
Al_2O_3	16.12	12.90	10.91	12.37	8.59	6.80	9.67	9.28	10.76
Fe_2O_3	1.17	0.51	0.57	0.70	0.67	0.35	0.31	0.19	0.94
FeO	6.45	7.62	7.37	5.61	6.38	3.99	5.00	4.21	8.69
MnO	0.06	0.13	—	—	—	—	—	0.06	—
MgO	8.26	5.55	4.84	5.03	4.83	3.28	4.31	3.90	6.75
CaO	2.13	2.93	3.09	1.91	2.26	4.05	2.56	2.33	12.69
BaO	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
K_2O	3.75	2.93	3.40	2.68	2.20	1.35	1.94	1.83	0.69
Na_2O	2.71	4.20	2.08	2.81	2.32	1.94	2.38	2.82	0.44
$+H_2O$	9.16	7.84	7.75	6.50	8.45	11.68	5.87	3.27	6.63
P_2O_5	6.06	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0.45	—	—	—	—	0.06	—	0.06	—
CO_2	—	—	—	—	—	0.12	—	0.06	0.76
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Из рассмотрения таблицы и диаграммы необходимо сделать следующие выводы:

а) в общем составы массивных пород и биотитовых гнейсов сравнительно близки, особенно в более кислых разностях этих пород (молек. проценты SiO_2 60—70%);

б) наиболее резкое различие между ними наблюдается в большем содержании в гнейсах химически связанной воды;

в) в более основных разностях гнейсов по сравнению с массивными породами заметно больше Al_2O_3 и несколько выше содержание $K_2O(N_{a2}O)$;

г) в более основных разностях массивных пород по сравнению с биотитовыми гнейсами резко повышенное содержание CaO и MgO при обычно одинаковом содержании FeO и Fe_2O_3;

д) группа щелочных гнейсов резко отличается от массивных пород и биотитовых гнейсов очень высоким содержанием Na_2O и несколько пониженным содержанием Al_2O_3.

4. Точки анализов гнейсов и массивных пород на тетраэдре Niggli (см. рис. на след. стр.) довольно стройно разделяются на две группы:[1] группа биотитовых гнейсов совместно с массивными породами и группа щелочных гнейсов.

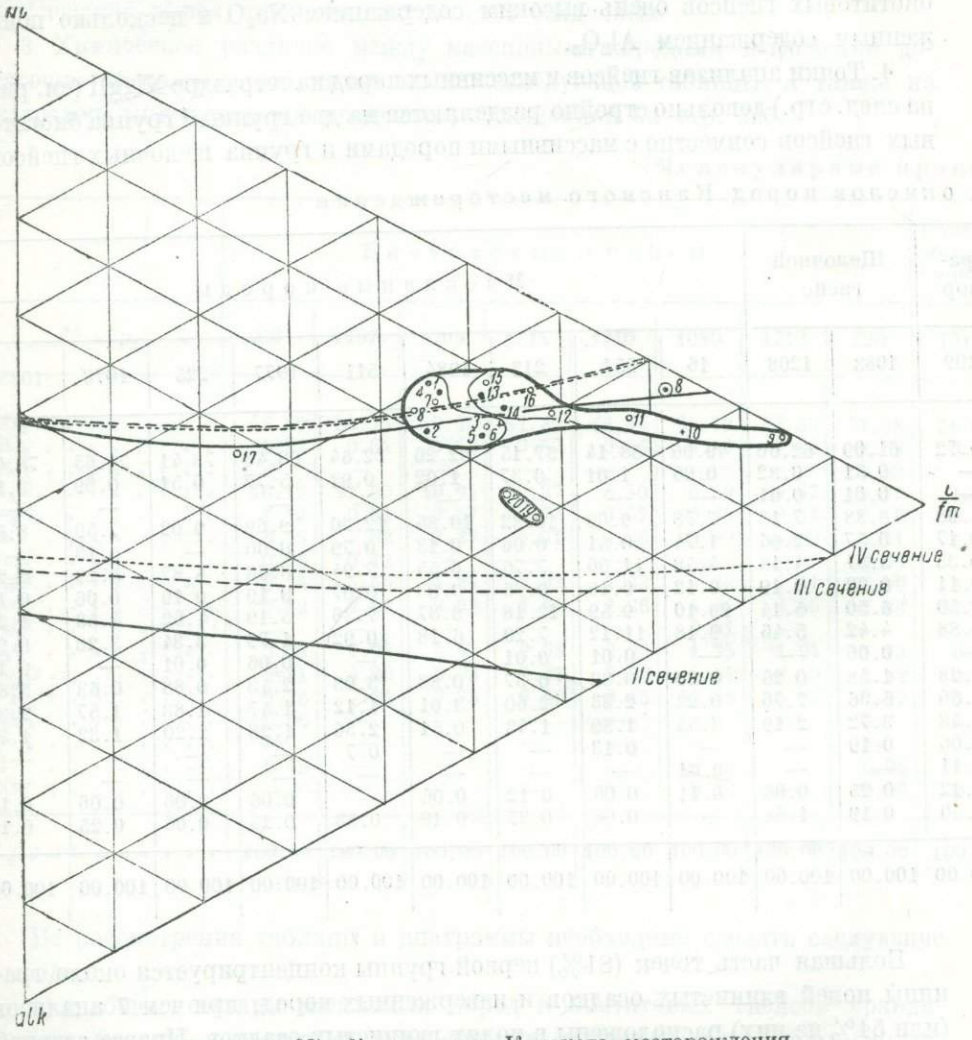
ты окислов пород Канского месторождения

Мрамор	Щелочной гнейс		Массивные породы								
1209	1083	1208	16	551	213	1084	511	1077	225	1078	1085
46.72	61.09	62.66	49.96	53.14	57.15	62.26	62.64	68.48	73.41	74.65	78.64
—	0.51	0.32	0.35	1.01	0.37	1.02	0.92	5.77	0.51	0.69	0.19
—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.98	8.88	7.13	7.78	9.09	10.32	10.86	12.20	9.69	9.02	7.59	8.50
0.17	0.57	2.96	1.74	0.51	0.06	0.13	0.79	0.00	—	0.13	—
0.33	5.37	4.18	4.48	11.06	7.76	6.55	7.94	8.33	4.87	5.29	2.24
0.11	0.32	0.19	0.12	0.19	0.06	0.03	0.07	0.19	0.19	0.06	0.13
0.50	6.50	5.14	29.10	9.59	12.18	8.37	7.36	5.19	4.62	4.53	1.28
22.88	4.42	5.46	9.18	11.12	7.20	6.18	0.92	1.79	3.34	3.23	0.90
—	0.06	—	—	0.01	0.01	—	—	0.06	0.01	—	0.13
0.28	1.58	0.26	0.29	0.32	0.37	0.83	3.08	2.43	0.88	0.63	3.89
0.66	6.36	7.76	0.23	2.33	2.60	3.01	1.12	1.47	1.83	1.57	2.37
3.48	3.72	2.19	3.55	1.39	1.43	0.51	2.36	1.28	1.20	1.32	1.47
0.06	0.19	—	—	0.13	—	—	0.7	—	—	—	—
0.11	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—
0.22	0.25	0.06	0.11	0.06	0.12	0.06	—	0.06	0.06	0.06	0.13
22.50	0.19	1.68	—	0.06	0.37	0.19	0.53	0.26	0.06	0.25	0.13
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Большая часть точек (81%) первой группы концентрируется около границы полей глинистых осадков и изверженных пород, при чем 7 анализов (или 54% из них) расположены в полях глинистых осадков. Правее главной массы точек этой группы расположены три точки, габброидных пород; на основании указанной выше связи габброидных пород с широксен-плагиоклазовыми и гранат-полевошпатовыми породами точки габброидных пород присоединяем к той же группе.

[1] Изложенными рассуждениями пока не затронут вопрос о генезисе щелочных гнейсов, о чем будет указано ниже.

Первая группа делится вполне четко на две подгруппы — левую и правую. В левую попадают точки анализов только биотитовых гнейсов, а в правую — только массивных пород. Для обеих подгрупп имеются анализы и в поле изверженных пород и в поле осадочных пород. Отметим также,



Тетраэдр Niggli для пород Канского месторождения

что для левой подгруппы анализы образцов из одного и того же пласта гнейсов, взятые один от другого в 20 см и характеризуемые точками № 2, 3, 4, 5 и 7 (образцы № 1707, 1709, 1710, 1713 и 1714), попадают по разные стороны границ между полями изверженных и осадочных пород.

Таким образом, на основании химического состава можно утверждать, что гнейсы и массивные породы являются единым метаморфическим ком-

плексом, происшедшим за счет осадочных пород, о чем свидетельствуют на ряду с петрографическим описанием анализы, попадающие в поля глинистых осадков. С другой стороны, эта большая группа, на основании отдельных черт в химическом составе (особенно количество $+H_2O$, CaO и MgO), расчленяется на две подгруппы: гнейсы и массивные породы.

5. В подгруппе массивных пород в расположении точек анализов мы видим последовательное изменение от пород, богатых глиноземом (точка № 13), и гранат-полевошпатовых пород (№14—16) через пироксен-плагиоклазовую породу (№ 12) к габброидным породам (№ 9—11).

6. Точки двух анализов щелочных гнейсов оказываются в центральной части третьего сечения тетраэдра Niggli, но вместе с тем, как указывалось при описании этих гнейсов, коэффициенты Левинсон-Лессинга не позволяют отнести их к изверженным породам.

7. Для большей убедительности в том, что описанный комплекс образовался за счет осадочных пород, сравним несколько анализов горных пород Канского месторождения с анализами филлита и слюдяного (гнейсоподобного) сланца из толщи A_1a_1, изучаемой Мейстером (32) (в молекулярных процентах):

Окислы	Анализы Мейстера		Анализы пород Канского месторождения		
	Филлит с р. Кан	Гнейсоподобный слюдяной сланец р. Ангары	Биотитов. гнейс, обр. № 1709	Гранат-полевошпатовая порода, обр. № 1077	Пироксен-плагиоклазовая порода, обр. № 1084
SiO_2	66.62	64.82	59.36	63.01	62.41
TiO_2	0.13	не опр.	0.63	0.93	1.02
Al_2O_3	14.04	12.99	10.91	12.28	10.89
Fe_2O_3	0.92	0.26	0.57	0.79	0.13
FeO	5.66	4.78	7.37	7.99	6.57
MnO	не опр.	0.19	не опр.	0.07	0.03
MgO	2.43	0.32	4.84	7.40	8.39
CaO	0.46	0.32	3.09	0.92	6.20
K_2O	2.50	3.93	3.40	3.10	0.83
Na_2O	1.19	2.71	2.08	1.13	3.02
$+H_2O$	6.05	9.68	7.75	2.38	0.51
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

При рассмотрении этих пяти анализов находим, что отличия анализов Мейстера от канских в общем не превышают различий между отдельными анализами пород Канского месторождения.

Наиболее резкое отличие замечается в более высоком содержании глинозема в анализах Мейстера при пониженном содержании окислов щелочноземельных металлов.

На основании изложенных фактов — условий залегания, петрографического строения и химического состава пород — необходимо считать, что весь метаморфический комплекс Канского месторождения произошел за счет осадочных пород.

Наличие среди этого комплекса на ряду с мраморами пород, близких по составу к филлитам, позволяет считать, что осадочная толща, из которой образовался описываемый комплекс, была сложена глинистыми и известковистыми породами. По всей вероятности, все глинистые породы содержали в той или иной степени известковистый материал, о чем свидетельствует сравнительно высокое содержание MgO (от 1.30 до 29.10 молек. проц.) и CaO (от 0.90 до 11.12 молек. проц.) и иногда несколько пониженное содержание Al_2O_3 (от 6.80 до 16.12 молек. проц.).

Таким образом, отнесение всей толщи описанных метаморфических пород к единой свите, происшедшей за счет осадочной формации, не должно вызывать сомнения.[1] Вместе с тем мы видим, что различный характер трещиноватости пород заставляет предполагать существование периодов, когда часть горных пород была в таком состоянии, что не могла воспринимать механические усилия в виде соответствующей трещиноватости; таковыми в свое время являлись ныне массивные породы. Кроме отличия в совершенстве трещиноватостей, мы находим в массивных породах иное структурное взаимоотношение основных компонентов.

Указанные различия прослеживаются и в химическом составе, при чем более отчетливо на сравнительно основных разностях из обеих групп. Различия таковы: в массивных породах меньше глинозема, щелочей и воды, но больше щелочноземельных металлов.

Напомним, что в кислых разностях массивных пород наблюдается несколько примечательных форм сочетания кварца с другими минералами:

а) пойкилитовые вростки округлых зерен кварца в полевых шпатах, гранате и слюдах;

б) мирмекитовые вростки кварца в плагиоклазе в участках соприкосновения последнего с крупными зернами кварца;

в) сростки плагиоклаза с кварцем, весьма похожие на пегматитовые; в более основных разностях к гранобластической структуре прибавляются элементы офитовости.

Много данных о характере плавления находим в работах по опытным плавкам диабазов и базальтов; так например, сотрудник Ленинградского отделения Геомижа Осипов пишет:

«При температуре 1100° цветная часть породы (диабаза. — *М. А.*) благодаря значительному присутствию в ней закисного железа и его окислению превращается в непрозрачный рудный агрегат. Полевые шпаты при этой температуре спекаются, приобретая желтовато-коричневый цвет, и не гаснут при скрещенных николях, оставаясь равномерно светлыми. Яснее очерчивается кварц.

[1] Исключение составляет образец № 1085.

Для дальнейших рассуждений приведем данные о температурах плавления некоторых минералов

Название минералов	Температура плавления [1]
Циркон	2500
Кварц	около 1470
Апатит (с содержанием F и Cl)	1270 [2]
Мусковит	1260—1290 [3]
Амортоклаз	1540
Плагиоклазы № примерно 60—80	1200—1300 [4]
Альбит	1100
Микроклин	1150
Ортоклаз	1170
Роговая обманка и авгит	1100—1200 [4]
Гиденбергит	1100

«При температуре 1200° образец породы сильно размягчается и изменяет свою форму, при чем идет выделение газов из образца... При этой температуре вокруг темных пятен бывшей роговой обманки появляется коричневое стекло, пронизанное порами; плагиоклаз сильно оплавлен и количество его уменьшилось.

«При температуре 1300° за исключением рудных выделений в поле шлифа все превращено в стекло.

«При температуре 1340° диабаз полностью расплавлен».

Менее детальные наблюдения других плавок диабазов и базальтов во всех случаях указывают на то, что первыми начинают плавиться темноцветные минералы (роговая обманка и авгиты) и за ними полевые шпаты.

Имеется целый ряд указаний на более трудную плавкость и повышение вязкости кислых пород. Аналогичное действие оказывает увеличение количества глинозема. Обратное действие оказывает наличие $CaCO_3$, что хорошо известно из металлургии. Практика применения флюсов отмечает также, что «замена известкового флюса доломитом... дает увеличение жидкоплавкости при той же t. Это значительно облегчает работу доменных печей, особенно при достаточно вязких глиноземистых шлаках» (40).

Переходя к нашему геологическому комплексу, мы невольно обращаем внимание на то, что экспериментальные данные хорошо объясняют появление отличий в структурах различных частей одной и той же метаморфической толщи. В самом деле, порода с более высоким содержанием CaO и MgO и относительно пониженным содержанием Al_2O_3 оказывается с гранобластической структурой и даже с элементами офитовости; более кислые породы этой же серии оказываются с менее совершенной структурой благодаря наличию большого количества тугоплавкого минерала — кварца, реликты которого остались в виде пойкилитовых вростков.

[1] По данным Справочника физико-химических величин (37).

[2] В справочнике кроме того приводится $t°_{пл.}$ чистого фтористого апатита (1630°) и хлористого апатита (1530°).

[3] По данным Doelter (61).

[4] По данным плавок базальтов и диабазов.

Переработка породы уже достигла такой степени, когда достаточно основательно был затронут и кварц, о чем свидетельствует развитие мирмекитовых вростков кварца в плагиоклазе по контакту последнего с крупными зернами кварца.

Циркон остался нетронутым для всей серии массивных пород, о чем свидетельствует его окатанность.

Часть этого комплекса, более богатая глиноземом, осталась частично без изменения, поэтому и ныне представляет древние биотитовые гнейсы. Надо лишь отметить, что немалая масса биотитовых гнейсов была также захвачена переработкой, о чем свидетельствует близость некоторых кислых массивных пород по составу к биотитовым гнейсам, а также наблюдаемые изредка постепенные переходы массивных пород к гнейсам.

Наглядные примеры переработки гнейсовых пород наблюдались на ряде обнажений и образцов. В частности, обр. № 236 представляет собою штуф массивной породы, в которой имеются останцы гнейса. В шлифах из массивной и сланцеватых частей видно большое различие: шлифы основной массы дают картину описанных выше кислых пород с гранобластической структурой (гранат-полевошпатовая порода); в шлифах из реликтов сланцеватой породы наблюдается лепидобластическая структура, обычная для биотитовых гнейсов.

Таким образом, мы считаем, что изучаемый нами геологический комплекс является метаморфической свитой, происшедшей из осадочных пород, при чем позднее она подверглась процессу новой переработки — частичному размягчению и последующей кристаллизации; этот процесс особенно облегчился благодаря наличию в описываемой свите карбонатных пород, которые явились естественным флюсом. В результате второго процесса метаморфизма, на ряду с остатками древней толщи, представленными гнейсами и мраморами, возникли новые более массивные породы, дающие непрерывный ряд от габброидных пород, через пироксен-плагиоклазовые к гранат-полевошпатовым; последние имеют постепенный переход к древним гнейсам.

Причины двух фаз метаморфизма, конечно, невозможно выяснить на столь небольшом участке, каким является отвод Канского месторождения. Можно лишь указать, что благодаря значительной неравномерности изменения толщи, т. е. наличию непереработанных гнейсов и мраморов, необходимо предполагать неравномерность процесса, что объясняется термальным действием магматического материала на толщу гнейсов и доломитизированных мраморов. Отсутствие явного привноса магматического материала позволяет отнести процесс образования массивных пород к термическому контактному метаморфизму катазоны.

Для полноты характеристики происхождения описываемого геологического комплекса необходимо осветить причину большой пестроты массивных пород и выдержанности по простиранию линз гнейсов.

Первый вопрос легко объясним пестротой исходного осадочного материала, на что указывает и для менее измененной части свиты A_1 Стальнов (38) со слов Ижицкого (21); он пишет: «Идя по простиранию одного и того же пласта, исследователь встречает, повидимому, совершенно иную породу». Мейстер для свиты A_1 a_1 отмечает то же явление: «Известняки р. Татарки выклиниваются и частично замещаются глинистыми сланцами; или, наоборот, глинистые сланцы Б. Пита... выклиниваются и замещаются известняками Татарки».

Некоторые из предшествовавших исследователей Канского месторождения высказывали предположение о том, что гнейсы образовались из массивных пород под действием динамометаморфизма, при чем массивные породы относились некоторыми даже к гранитам; Коноплев, например, предполагал значительное механическое действие пегматитов. Оба эти предположения (тектоническое происхождение гнейсов и механическое действие пегматитов) противоречат целому ряду описанных выше фактов и в частности — данным о структуре месторождения; к таковым относятся качественно отличная трещиноватость гнейсов, позволяющая считать гнейсы более древней породой, а также наличие такого структурного сочетания пегматитов с гнейсами, как например, на Марковском руднике, где четко прослеживается более крутое падение пегматитовых жил, занимающих в основном трещиноватость гнейсов, а не плоскости рассланцованности. Последнее достаточно убедительно говорит о том, что сланцеватость гнейсов образовалась не под действием пегматитового расплава.

В заключение о генезисе геологического комплекса отметим, что сохранность вытянутых сравнительно маломощных линз гнейсов надо объяснить сравнительно спокойной обстановкой, существовавшей при переработке пород, так как иначе вряд ли сохранилась бы достаточно четко структура и пестрота прежней геологической постройки. Вместе с тем наличие в северо-западной части отвода (район Марковского и Соломенского рудников), на ряду с обилием гнейсов и линзы мрамора, хорошо переработанных пород, а также наличие в них иногда элементов порфировидности, позволяет предполагать, что размягченная масса, быть может, была несколько выжата в более высокие горизонты метаморфического комплекса, чему и обязано сочетание массивных пород с неизменными гнейсами и мраморами.

Гранитные породы, встречаемые около месторождения, изучены нами лишь по отчетным материалам и образцам геолога Лаврова; но, несмотря на отрывочность полученных данных, все же имеется возможность сравнить их с гранитами р. Ангары.

Наши гранитные породы по общему характеру близки некоторым породам, описанным Мейстером (32).

Для сравнения приводим химические анализы (молекулярные проценты) и формулы Левинсон-Лессинга:

Окислы	Канский гранит	Ангарский гранит	Адамеллиты		
			Канский	Татарский	Рязановский
SiO_2	76,53	78.18	73.32	73.56	72.49
TiO_2	0.32	не опр.	0.46	не опр.	0.57
P_2O_5	0.06	»	0.07	»	не опр.
Al_2O_3	8.94	10.14	10.65	9.41	8.98
Fe_2O_3	0.19	0.33	0.59	0.43	0.83
FeO	1.99	1.90	1.57	3.04	2.29
MgO	1.29	1.42	1.51	3.26	2.21
CaO	2.63	0.99	3.66	2.39	3.06
K_2O	3.61	3.54	2.42	3.99	2.42
Na_2O	2.76	3.50	4.31	3.92	3.69
$+H_2O$	1.42	не опр.	1.44	не опр.	0.38
CO_2	0.26	»	0.00	»	4.08
Сумма. . .	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Пересчет по Левинсон—Лессингу

Породы	Формулы	β	α	$R_2O:RO$
Канский гранит	1.32 RO R_2O_3 8.2 SiO_2	28	3.80	1.1 : 5
Ангарский гранит	1.09 RO R_2O_3 7.60 SiO_2	28	3.65	1.6 : 1
Канский адамеллит	1.19 RO R_2O_3 6.20 SiO_2	35	2.96	1 : 1.1
Татарский адамеллит	1.66 RO R_2O_3 7.46 SiO_2	36	3.20	1 : 1.1
Рязановский адамеллит	1.28 RO R_2O_3 7.40 SiO_2	31	3.47	1 : 1.1

Эти данные указывают на близость канских гранитных пород к гранитам, обследованным Мейстером в бассейне нижнего течения р. Ангары.

2. Формирование пегматитов

Выше мы установили, что гнейсы и пегматиты обладают более всесторонне развитой трещиноватостью, чем массивные породы. Это заставляет предполагать, что пегматиты сформировались в основном ранее, чем полностью отвердели массивные породы.

Благодаря полному отсутствию в массивных породах характерных минералов пегматитовых жил (например берилла и турмалина) и реликтов пегматитовых жил можно утверждать, что они ранее не содержали пегматитовых жил. Последнее является доказательством того, что пегматитовый материал внедрялся в метаморфическую толщу уже после того, как большая часть метаморфического комплекса потеряла свою жесткость,

а потому и удобные пути для проникновения пегматитов; другими словами, в период формирования пегматитовых жил ныне наблюдаемые массивные породы уже потеряли ранее существующую сланцеватость и совершенную трещиноватость.

Сказанное дает полное основание считать, что пегматитовый расплав внедрялся в то время, когда материал массивных пород был размягчен. И как следствие этого вполне очевидно, что переработка метаморфического комплекса протекала под термальным действием того же гранита, который дал пегматитовые жилы Канского месторождения.

При наличии размягченной массы, среди которой были пластообразные и изредка глыбообразные тела сланцеватого и трещиноватого биотитового гнейса, вполне очевидно, что легко подвижный пегматитовый расплав в поисках наиболее удобных путей для проникновения в более высокие зоны земной коры находил в гнейсах именно те механические условия, которые отвечали этим стремлениям. Таким образом, сохранившиеся участки гнейсов явились своего рода отводными каналами магматических экстрактов.

Конечно, нельзя себе представлять упрощенную схему отведения магматических дериватов от самого очага. Вряд ли при наличии значительной глубинности всего метаморфического процесса можно ожидать, что сланцеватые гнейсы доходили непосредственно до главной гранитной массы. Скорее надо думать, что весьма легко подвижные дериваты блуждали по верхней части материнской породы и нижней части размягченной метаморфической толщи; лишь подвигаясь выше, они встречали сланцеватые гнейсы, обладающие удобными механическими условиями. Вот с этого момента, видимо, возникает суммирование рассеянных дериватов, при чем вполне вероятно, что уже непосредственно около сланцеватых гнейсов в размягченных породах могли образоваться неправильные «каналы», подводящие магматические выделения; дальше от гнейсов эти подводящие токи должны пропадать, — сходить на-нет. Даже на современном срезе описываемого комплекса на примере Масиковского р-на наблюдается переход пегматитовой жилы из гнейсов в гранат-полевошпатовую породу и быстрое ее исчезновение, который не дает четкой картины выклинивания, а постепенное «смешивание» с массивной породой. Этот факт, пожалуй единственный, несколько подтверждает предполагаемый механизм скопления магматических выделений (пегматитов) именно в гнейсах.

Попадая в гнейсы, пегматитовый расплав в отношении форм скоплений в значительной степени оказывается в зависимости от гнейсов. В описательной части подчеркивалась связь формы пегматитовых жил с формами гнейсовых тел, в частности Сахатинский и Октябрьский рудники; напомним также, что значительное подтверждение этому мы находим в строении Марковского рудника, где пегматитовые жилы, подходя к краевой части «пласта» гнейса, выклиниваются при этом рядом, — в более центральной

части «пласта» «возникает» новая жила. На примере строения Марковского рудника хорошо видно, что пегматитовый расплав, попадая в более плохие механические условия, старается проникнуть в соседние более подходящие участки. Для большей убедительности сравним тот же Марковский рудник с Набережной заявкой, которые лежат на продолжении друг друга; очень возможно, что они приурочены к одному и тому же пласту гнейса. На Марковском руднике гнейсы обладают мощностью 12—15 м, что позволяет в одном поперечном сечении образоваться до 3—4 жил, вместе с тем благодаря значительной мощности гнейсов пегматитовый расплав «путешествовал» по гнейсу, выбирая наиболее удобные пути; это привело к разветвлению жил и сравнительно незначительной их выдержанности; на Набережной заявке имеется весьма тонкий и сильно вытянутый «пласт» гнейса, что привело к большой выдержанности пегматитовой жилы, которая при мощности около 1 м тянется на 485 м.

Общие черты и последовательность пегматитового процесса хорошо укладывается в рамки схем А. Е. Ферсмана (43), который на примере громадного материала дал блестящее изображение целостности и последовательности пегматитового процесса в следующей формулировке общей характеристики пегматитов:

«Пегматит... является определенным генетическим типом, образованием определенных этапов постепенного процесса охлаждения гранитного расплава»; а «пегматитовым процессом мы условимся называть процессы кристаллизации остаточной магмы, начиная с явлений телокристаллизации и кончая последними выделениями остаточного расплава или раствора».

Принимая эту формулировку, все дальнейшие рассуждения мы сведем к разбору лишь отдельных явлений, правда, нередко играющих первостепенную роль для пегматитового процесса и в частности для генезиса Канского месторождения.

1. Образование аплитовидных зон в краевых частях пегматитов прослеживается во всех без исключения жилах Канского месторождения, да и весьма обильное количество пегматитовых жил других месторождений имеет аналогичную зону, даже пегматиты, являющиеся довольно поздними фазами пегматитовых процессов, как например, топазоносные жилы Ильменских гор (24) и жилы Финляндии (43), относимые Ферсманом к типу 6 (марганцево-фосфатный), некоторые пегматиты Волыни (14); все они в краевых частях имеют маломощные зоны мелкозернистого аплитовидного пегматита.

Резкое отличие аплитовидной оторочки от главной массы пегматита заставляет предполагать большое различие в условиях их образования.

Трудно предположить, чтобы расплав, давший эту оторочку, по составу был весьма отличен от состава той части расплава, которая дала главную массу пегматита; скорее надо полагать, что основную роль в данном случае играют физические условия, характеризующие момент образования аплитовидных зон. К сожалению, грань между аплитовидной оторочкой и остальной частью жилы изучена весьма слабо, большинство исследовательских работ относится к главной массе пегматита; все теоретические выводы А. Е. Ферсмана по собственно пегматитовому процессу начинаются примерно с конца фазы В. Вместе с тем переход между аплитовидной оторочкой и крупнозернистыми зонами нам кажется весьма знаменательным участком пегматитового процесса.

В самом деле, большая часть пегматитовых жил на ряду с малым развитием фаз С и D (по А. Е. Ферсману) имеет аплитовидную зону В. Это положение трудно объяснимо с точки зрения того, что она является самой высокой температурной фазой пегматитового процесса, — ведь в таком случае она должна образовываться лишь в тех пегматитах, которые находятся сравнительно близко от материнского интрузивного очага.

Нам кажется проще дать следующее объяснение образованию аплитовидных зон: пегматитовый расплав прежде чем попасть в те участки земной коры, в которых он создает пегматитовые жилы, медленно продвигается по таким массам (размягченным и жестким), в которых нет подходящих механических условий, позволяющих сконцентрироваться более значительным количествам пегматитового расплава. Но вот где-то появились более удобные пути, конечно, не в прямом смысле, а лишь большие возможности проникновения весьма подвижного вещества — более раздробленные, менее сжатые участки, а быть может, эти условия создались при ослаблении тектонических напряжений, или даже при некотором растяжении отдельных участков. Другими словами, при наличии нескольких ослабленных зон легко подвижные расплавы устремляются именно в эти участки. Движение их будет обязано, понятно, тому, что давление в этих участках будет несколько меньше, чем давление, ранее окружавшее пегматитовый расплав; последнее (давление) уравновешивало внутреннее давление растворенных паров. Следствием уменьшения давления на расплав явится выделение газообразных погонов [это прекрасно разобрано Niggli (77)]; а поэтому— повышение точки плавления или относительно быстрая кристаллизация, а отсюда и мелкозернистость. Этот же случай указывает Niggli, правда, не для мелкозернистых оторочек пегматитов, а при разборе различий между пегматитами и аплитами.

Вполне вероятно, что некоторую роль во многих случаях играет и падение температуры расплава за счет охлаждающего действия новых вместителей расплава — боковых пород. Но мелкозернистые оторочки обычно маломощны, это указывает на относительно скорое исчезновение возмож-

ностей значительной утечки газообразных продуктов, этому, по всей вероятности, обязана закупорка основных проводящих трещинок. Давление быстро увеличивается, достигая, видимо, почти первоначальной величины, дальнейшее продвижение пегматитового материала протекает весьма медленно. Подтверждением того, что происходит своего рода закупорка трещин (конечно, не полная), является мелкозернистость концевых частей пегматитовых жил, которые зачастую сложены почти нацело мелкозернистым (иногда плитовидным) пегматитом.

В аплитовидных зонах, как указывалось в описательной части, встречаются участочки с письменной структурой. Приходится предположить, что, несмотря на незначительную мощность этих зон, при их формировании создаются микроскопические, видимо, замкнутые участочки, которые в результате кристаллизации аплитовидных зон получают эвтектический состав.

2. Химический анализ инъекционного прожилка в сравнении с составами отдельных зон пегматитовых жил дает следующую картину:

Характер пегматита	Инъекционная жилка из биотитового гнейса Марковского рудника		Аплитовидная зона жилы № 4 Случайного рудника	Мусковит-турмалиновая зона Случайного рудника	Аплитовидная и мусковитовая зона в месте Марковского рудника (много мусковита)
№ обр.	1708		115 А	115	1706
	Весов. %	Молек. кол.	Молек. %		
SiO_2	75.70	1 261	78.62	79.82	81.21	68.00
Al_2O_3	14.78	145	9.03	9.46	10.54	14.56
Fe_2O_3	0.47	3	0.19	0.17	0.00	0.45
FeO	0.28	4	0.25	0.19	0.26	0.26
MnO	0.05	1	0.06	0.00	0.00	0.00
MgO	0.20	5	0.31	0.13	0.00	0.32
CaO	1.54	28	1.75	3.40	0.83	2.99
Na_2O	3.72	60	3.74	4.48	1.47	5.28
K_2O	2.22	23	1.44	0.32	1.09	2.08
$+H_2O$	1.33	74	4.61	2.08	4.41	6.06
$-H_2O$	0.13	—	—	—	—	—
Сумма	100.42	1 604	100.00	100.00	100.00	100.00
K	—	—	0.24	0.07	0.42	0.2

Из рассмотрения предлагаемых цифр подчеркнем, что соотношение щелочей (К) в инъекционном прожилке и молекулярный процент CaO являются, примерно, средними между аплитовидной и мусковит-турмалиновой зонами. Отметим также наличие марганца, что соответствует присутствию в этой разности пегматита красного граната; напомним, что марганец в канских пегматитах в общем появляется сравнительно в позднюю фазу формирования. К сказанному прибавим, что в инъекционных гнейсах встречается пирит. Все это позволяет считать, что процесс инъекции в данном случае не предшествовал образованию пегматитовых жил, а протекал, примерно, во второй половине периода формирования пегматитов. Вполне очевидно так же, что инъекция биотитовых гнейсов есть неразрывная часть пегматитового процесса.

Механика образования инъекционных прожилков рисуется нам в следующем виде: после заполнения пегматитовым расплавом наиболее ослабленных участков гнейсов, уже после стадии образования аплитовидных зон, часть легкоподвижного материала начала просачиваться и в менее доступные участки гнейсов, фиксируясь там в виде тонких прожилочков.

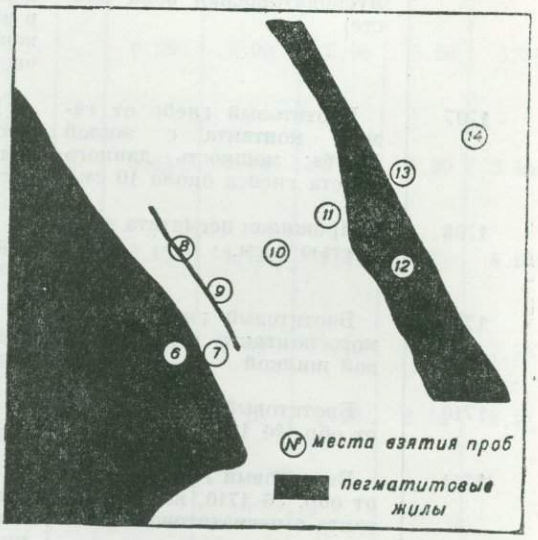


Рис. 87. Устье северо-восточного квершлага горизонта 31 м Марковского рудника, масштаб 1:15

3. Для детального изучения взаимоотношений крупных пегматитовых жил с гнейсами был выбран Марковский рудник, в котором, с одной стороны, была хорошо изучена структура пегматитоносного участка, с другой стороны, благодаря наличию разведочных квершлагов возможно было исследовать поперечный разрез почти всего пласта гнейсов, и, в-третьих, на глубине 31 м в Марковском руднике отсутствуют явления поверхностного выветривания.

Для начала был исследован небольшой участок гнейсов около самой жилы (рис. 87), который дал следующие результаты (см. табл. на стр. 240—241).

Данные анализов сведены в своего рода вариационную диаграмму, на которой, на ряду с кривыми состава гнейса, указаны состав пегматита главной жилы (аплитовидная и мусковит-турмалиновая зоны вместе) и состав инъекционного прожилка (диаграмму см. на стр. 242).

Разрез по Северо-восточному квершлагу

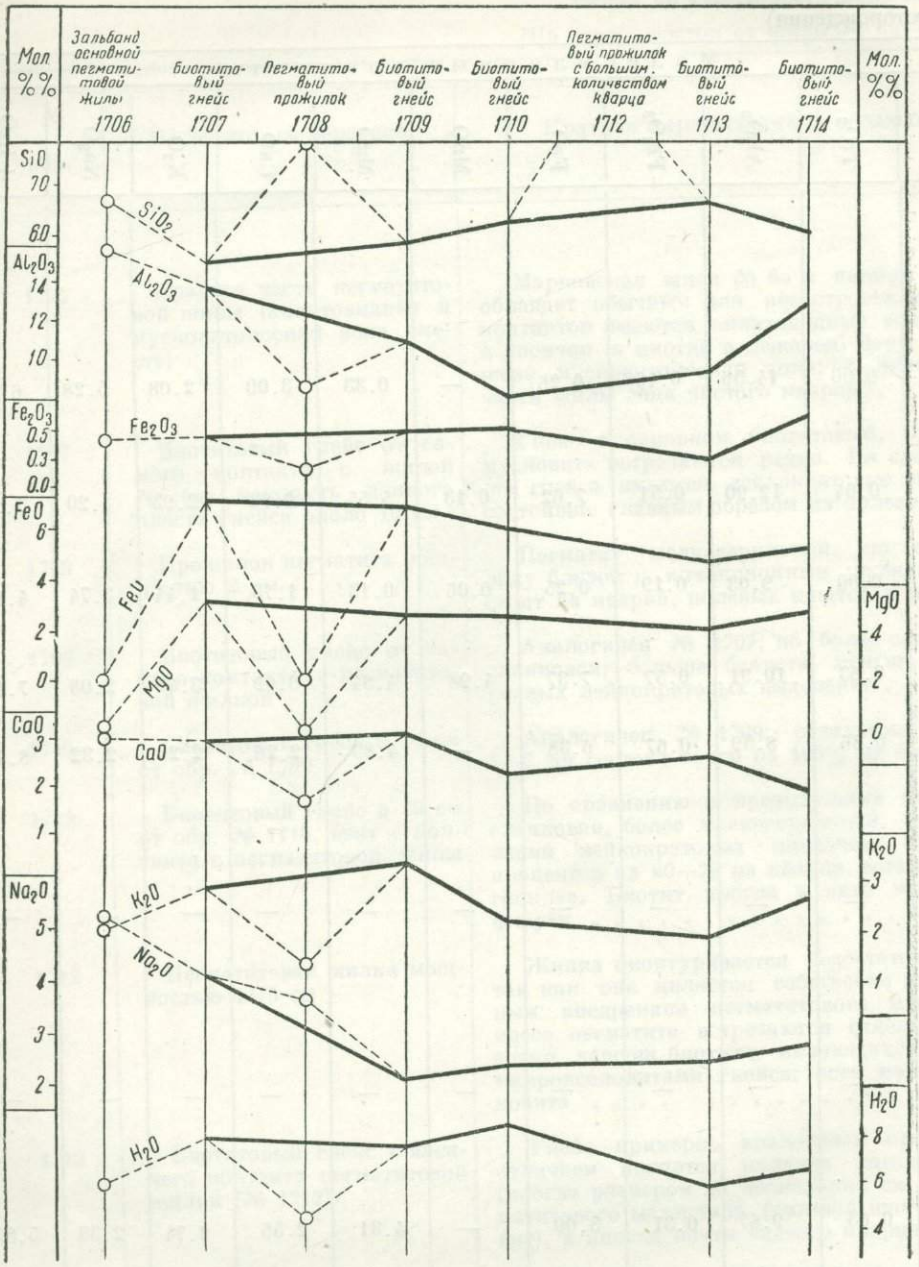
(На северо-восток от жилы № 6а—висячий

№ обр.	Места взятия образцов	Краткая характеристика образцов
1706	Краевая часть пегматитовой жилы (аплитовидная и мусковитоносная зона вместе)	Марковская жила № 6а в данном участке обладает обычным для нее строением: около контактов имеются аплитовидные зоны, далее в висячем (а иногда в лежачем) боку расположена мусковитоносная зона; в центральной части жилы зона чистого кварца . . . . .
1707	Биотитовый гнейс от самого контакта с жилой № 6а; мощность данного пласта гнейса около 10 см	Гнейс в основном биотитовый, пластинки мусковита встречаются редко. По сланцеватости гнейса имеются лейкократовые линзочки, состоящие главным образом из полевого шпата.
1708	Прожилок пегматита мощностью 2 см.	Пегматит мелкозернистый, по внешнему виду близок к инъекционным прожилкам; состоит из кварца, полевых шпатов и мусковита.
1709	Биотитовый гнейс от самого контакта с пегматитовой жилкой	Аналогичен № 1707, но более сильно рассланцован; больше биотита, меньше линзообразных лейкократовых выделений . . . . .
1710	Биотитовый гнейс в 20 см от обр. № 1709	Аналогичен № 1709; отдельные слои до 4—7 мм состоят почти на 100% из биотита . .
1711	Биотитовый гнейс в 20 см от обр. № 1710, взят с контакта с пегматитовой жилы	По сравнению с предыдущими менее рассланцован, более мелкозернистый, есть выделения лейкократовых линзочек, сложенных процентов на 60—70 из кварца, остальное плагиоклаз. Биотит иногда в виде мельчайших чешуек . . . . .
1712	Пегматитовая жилка мощностью 4—5 см	Жилка оконтуривается недостаточно четко, так как она является собственно инъекционным внедрением пегматитового материала; в массе пегматита встречаются отдельные линзочки чешуек биотита, являющихся, видимо, микроксенолитами гнейса; есть немного мусковита . . . . .
1713	Биотитовый гнейс с висячего контакта пегматитовой жилки (№ 1712)	Гнейс примерно аналогичен предыдущим; отличием является наличие гнездообразных (иногда размером до нескольких см) масс пегматитового материала (полевой шпат и мусковит), а иногда почти чистого кварца . . . . .
1714	Биотитовый гнейс взят в 20 см от предыдущего	Гнейс очень неоднороден с разделением на светлые и темные участки, более темные участки иногда процентов на 50 состоят из биотита . . . . .

юго-восточного штрека первого горизонта

бок месторождения)

Молекулярные проценты										
SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	$+H_2O$
67.97	0.00	14.56	0.46	0.26	—	0.33	3.00	2.08	5.28	6.06
54.75	0.64	12.90	0.51	7.62	0.13	5.55	2.93	2.93	4.20	7.84
78.62	0.00	9.03	0.19	0.25	0.06	0.13	1.75	1.44	3.74	4.61
59.36	0.63	10.91	0.57	7.37	4.98	4.84	3.09	3.40	2.08	7.75
63.44	0.86	8.59	0.67	6.38	—	4.83	2.26	2.20	2.32	8.45
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
67.33	0.63	9.67	0.31	5.00	—	4.31	2.56	1.94	2.38	5.87
61.82	0.57	12.37	0.70	5.61	—	5.03	1.91	2.68	2.81	6.50



Диаграммы состава гнейса близ контакта с жилой № 6а Марковского рудника, краевой части этой же жилы и тонкого пегматитового прожилка

Из рассмотрения кривых можно видеть, что около пегматитов в гнейсе наблюдается резкое обогащение натрием; остальные кривые не дают четкой картины. Отметим также, что обогащение гнейса натрием не сопровождается притоком кремнезема, что можно было предполагать, если бы вынос натрия протекал в виде силикатного расплава.

Весьма интересные закономерности улавливаются при исследовании более мощной толщи гнейсов по северо-восточному и юго-западному квершлагам того же Марковского рудника.

Полученные результаты изображены на следующей диаграмме (см. стр. 244).

Данные см. в табл. на стр. 245—248).[1]

Изучение этих разрезов дает, конечно, лишь предпосылки для более значительных обобщений, так как фактического материала все-таки не так много, но, несмотря на это, мы считаем возможным сделать предварительные выводы такого порядка:

а) миграция щелочей в боковые породы в висячий и лежачий бока месторождения различны;

б) в висячем боку около жилы наблюдается обогащение натрием, кривая которого далее от пегматита понижается. Кривая калия в висячем боку не дает четкой картины;

в) в лежачем боку на ряду с небольшим, видимо, обогащением породы натрием наблюдается резкое обогащение калием, которое прослеживается не только около главной жилы, но и по соседству с мелкими жилками;

г) количество воды как в лежачем, так и в висячем боках дает максимум в срединных частях пластов гнейсов, ограниченных пегматитовыми жилами и массивными породами. Другими словами, и в сторону массивных пород, и в сторону пегматитовых жил идет уменьшение химически связанной воды. Уменьшение воды в сторону к массивным породам, видимо, связано с процессом образования этих пород (см. выше). Уменьшение содержания воды около пегматитов, быть может, надо объяснять вытеснением воды натрием, привносимым из пегматитов; это сочетается с нашим предположением, что натрий выносился из пегматитов не с силикатным расплавом, а в более свободном виде, допускающем его значительную активность.

Отсутствие в массе нашего инъецированного гнейса таких минералов, как берилл и особенно турмалин, кроме выделений последнего непосредственно на контакте с пегматитовыми жилами, еще более убеждает нас в том, что инъекционные прожилки связаны не с внедрением расплава,

[1] Не имея возможности провести более или менее полные силикатные анализы большого количества образцов из этого разреза, пришлось ограничиться определением калия, натрия и потери при прокаливании; последняя несомненно близко соответствует содержанию химически связанной воды, так как содержание CO_2 в биотитовых гнейсах не превышает сотых долей процента, а гигроскопия в этом пласте гнейса варьирует в пределах 0.12—0.25%.

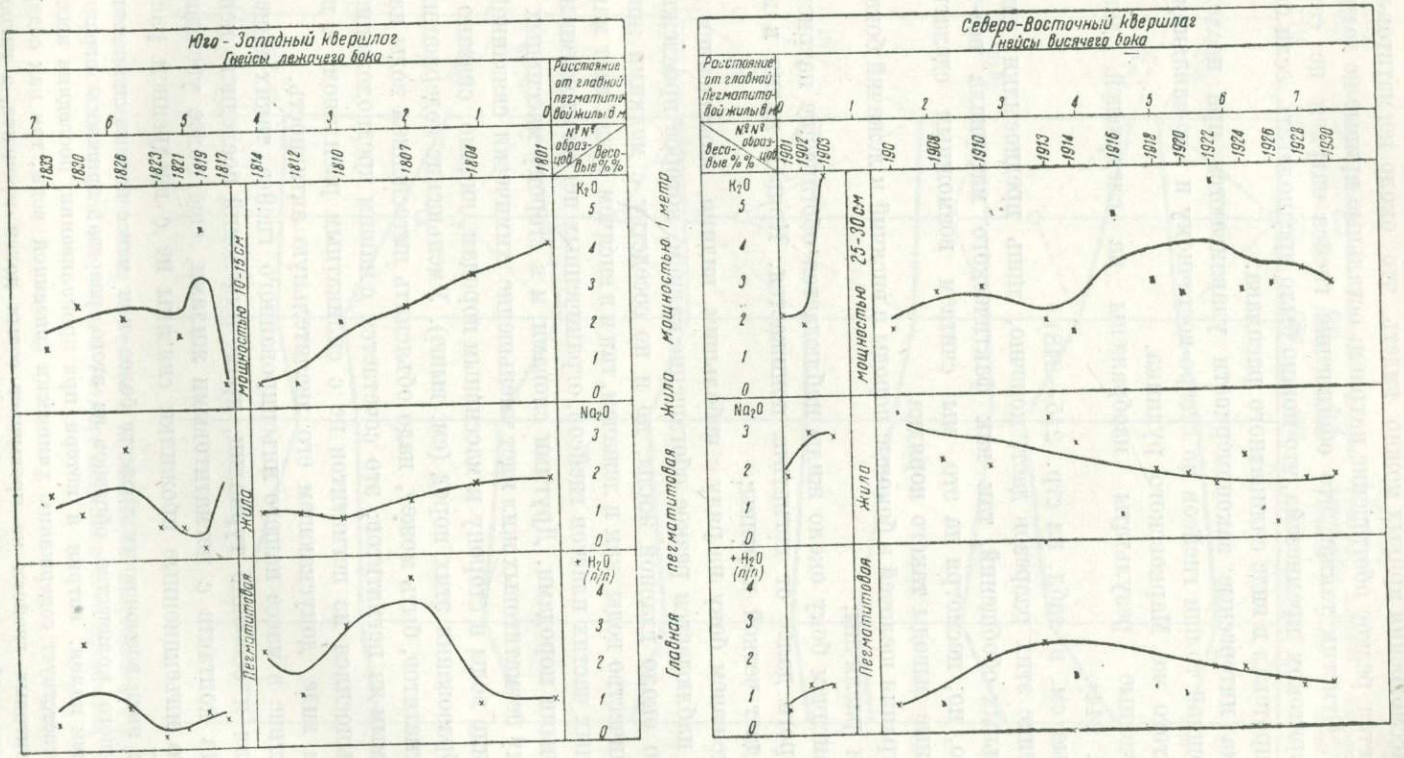


Диаграмма содержания щелочей и воды в гнейсе Марковского рудника

Юго-западный квершлаг; пройден по гнейсам лежачего бока месторождения

Расстояние от главной пегматитовой жилы в м	№ обр.	Краткая характеристика образца	Содержание в весов. %		
			K_2O	Na_2O	Потеря при прокаливании
0.00	1801	Пегматит	—	—	—
0.10	1801	Биотита сравнительно много, но в более светлых частях породы есть и мусковит	3.94	2.05	1.13
0.50	1802	Неравномерное распределение составных частей—лейкократовая часть в виде линзочек и неправильных прослоев	—	—	—
0.80	1803	Крупные линзовидные выделения кварца; порядочно биотита .	—	—	—
1.10	1804	Более однороден, чем предыдущие; сильно рассланцован . . .	3.19	1.89	1.05
1.40	1805	Меньше биотита	—	—	—
1.70	1806	Менее рассланцован, чем обр. № 1804 и 1805	—	—	—
2.00	1807	Вновь большая дифференцировка на светлые и темные составные части, но в виде мелких линзочек	2.54	1.40	4.41
2.30	1808	Аналог. предыдущему, но лейкократовые линзы несколько крупнее	—	—	—
2.60	1809	Преобладает кварц-полевошпатовая масса, в которой гнездообразные скопления биотита (гломеробластическое сложение)	—	—	—
2.90	1810	Мелколинзовидное строение; один прожилок кварца (с полевым шпатом) мощн. в 1.5 см	2.20	0.93	3.10
3.20	1811	То же мелколинзовидное строение; порядочно буровато-красного граната	—	—	—
3.50	1812	Линзовидность исчезла, но появилась сильная рассланцованность	0.61	1.17	1.31
3.80	1813	Аналогичен № 1812	—	—	—
4.00	1814	Аналогичен № 1812	0.63	1.16	2.47
4.15	1815	Пегматит	—	—	—
4.30	1816	Пегматит	—	—	—
4.45	1817	Порода похожа на крупнозернистую гранат-полевошпатовую, но вместо граната линзовидные выделения биотита (гломеробластическое сложение)	0.67	2.05	0.74
4.60	1818	То же, но появляются элементы рассланцованности	—	—	—
4.75	1819	Линзовидный (линзы до 2—3 см), но чешуйки биотита по прежнему малы; ориентированы они хаотично	4.77	0.32	0.92

Расстояние от главной пегматитовой жилы в м	№ обр.	Краткая характеристика образца	Содержание в весов. %		
			K_2O	Na_2O	Потеря при прокаливании
4.90	1820	Аналогичен № 1819	—	—	—
5.00	1821	Аналогичен № 1819	1.89	0.82	0.48
5.20	1822	Аналогичен № 1819; много граната	—	—	—
5.35	1823	Аналогичен № 1822	2.73	0.89	0.33
5.50	1824	Аналогичен № 1817, т.-е. похож на гранат-полевошпатовую породу, но более мелкозернист—линзочки биотита очень мелкие . . .	—	—	—
5.65	1825	Аналогичен № 1824, но имеются некоторые элементы сланцеватости.	—	—	—
5.80	1826	Аналогичен № 1825	2.44	2.95	1.06
5.95	1827	Аналогичен № 1825	—	—	—
6.10	1828	Аналогичен № 1825	—	—	—
6.25	1829	Аналогичен № 1825	—	—	—
6.40	1830	Аналогичен № 1825	2.80	1.26	2.84
6.55	1831	Аналогичен № 1825, но больше биотита	—	—	—
6.70	1832	Аналогичен № 1825	—	—	—
6.80	1833	Биотита уже совсем мало, появилось порядочное количество бледно-розового граната; размеры зерен крупнее обычных гнейсов. Порода определяется как гранат-полевошпатовая	1.67	1.72	0.68

а с просачиванием весьма подвижного щелочного экстракта, сопровождаемого в незначительной степени марганцовистыми растворами и, видимо сероводородом, давшим пирит.

4. Наши предшественники по изучению описываемого месторождения пытались дать классификацию пегматитовых жил. Так например, Молчанов (43) в 1923 г. делил жилы следующим образом:

1) письменные гранофировые,
2) кварцево-слюдяные,
3) полевошпатовые жилы.

Позднее, в 1930 г., Влодавец (12) предложил следующую классификацию:

1) пегматитовые,
2) полевошпатово-пегматитовые,
3) кварцево-полевошпатово-пегматитовые.
4) кварцево-плагиоклазо-пегматитовые.

Краткая характеристика всех основных жил месторождения, приведенная в описательной части, нам кажется, не дает четкого основания

Северо-восточный квершлаг; пройден по гнейсам висячего бока месторождения

Расстояние от главной пегматитовой жилы в м	№ обр.	Краткая характеристика образцов	Содержание в весов. %		
			K_2O	Na_2O	Потеря при прокаливании
0.00	1900	Пегматит	—	—	—
0.10	1901	У самого контакта обогащен мусковитом (обогащенная зона 0.5 см); рассланцованность не очень совершенная; имеются линзочки и жилки кварца	2.17	1.86	0.65
0.30	1902	Сильное расчленение на линзовидные лейкократовые выделения и скопления чешуек биотита, облекающие их	1.95	3.06	1.33
0.60	1903	Аналогичен № 1902, но линзы мельче	5.78	2.95	1.27
0.90	1904	Пегматит. Гнейс в непосредственном контакте с пегматитом, сильно обогащен мусковитом (20—30% слюд представлено мусковитом)	—	—	—
1.20	1905	Пегматит	—	—	—
1.50	1906	Много кварца; в виде небольшого количества мелких округлых линзочек	1.76	3.50	0.75
1.80	1907	Аналогичен № 1906	—	—	—
2.10	1908	Значительная дифференцировка на лейкократовую часть, представленную в значительной степени кварцем, и биотитовую массу.	2.62	2.20	0.73
2.40	1909	Аналогичен № 1908	—	—	—
2.70	1910	Аналогичен № 1908	2.68	2.06	1.92
3.00	1911	Аналогичен № 1908, но биотит чаще встречается в виде округлых линзочек (гломеробластическое сложение)	—	—	—
3.30	1912	Аналогичен № 1912	—	—	—
3.60	1913	Линзовидный, но биотита сравнительно мало, имеется мусковит.	1.91	3.29	2.34
3.90	1914	Аналогичен № 1913, но линзовидность сменилась сланцеватостью .	1.62	2.56	1.43
4.20	1915	Аналогичен № 1914, но сланцеватость не совершенная	—	—	—
4.50	1916	Хорошо рассланцован; много мелкой белой слюдки	4.76	0.62	2.85
4.80	1917	Аналогичен № 1916; но значительно меньше мусковита; имеются прослои, состоящие почти из чистого кварца			

Расстояние от главной пегматитовой жилы в м	№ обр.	Краткая характеристика образца	Содержание в весов. %		
			K_2O	Na_2O	Потеря при прокаливании
5.00	1918	Рассланцован довольно хорошо, но дифференцировка материала почти отсутствует; есть немного мусковита	2.96	1.82	1.08
5.20	1919	Аналогичен № 1819, больше биотита	—	—	—
5.40	1920	Аналогичен № 1919, но меньше биотита, он расположен в виде линзочек	2.62	1.65	0.94
5.60	1921	Аналогичен № 1920, но лучше рассланцован и больше биотита. .	—	—	—
5.80	1922	Еще лучше рассланцован и еще больше биотита; лейкократовые компоненты в виде линз	5.43	1.39	1.61
6.00	1923	Рассланцован гораздо хуже, чем предыдущие; обладает гломеробластическим сложением; больше полевого шпата, чем кварца . . .	—	—	—
6.20	1924	Аналогичен № 1923	2.64	2.18	1.61
6.40	1925	Аналогичен № 1923, но кварц превалирует над полевым шпатом.	—	—	—
6.60	1926	Аналогичен № 1925, но более резкая линзовидность и рассланцованность	2.82	0.30	1.29
6.80	1927	Меньше биотита	—	—	—
7.00	1928	Аналогичен № 1927, более мелкая линзовидность	3.20	1.47	1.03
7.20	1929	Резко выраженная линзовидность; линзы крупные (до 1—2 см²); сланцеватости почти нет	—	—	—
7.50	1930	Аналогичен № 1929, но линзы несколько меньше	2.76	1.54	1.17

для составления классификации этих жил. Напротив, мы должны подчеркнуть, что, по сути дела, все пегматитовые жилы относятся к одной генерации, примерно к одному периоду пегматитообразования, что не позволяет дать их генетическую классификацию. Особенно ярким доказательством этого является значительное различие в строении (структура и состав) участков одних и тех же жил. Например: линзы почти чистого полевого шпата ряда жил сочетаются с участками совершенно иного состава; зоны кварца во многих случаях далеко не выдержаны; гнезда, богатые промышленным мусковитом, очень часто сменяются среднезернистым пегматитом с почти полным отсутствием мусковита, в котором, казалось бы, нельзя даже «ожидать ослюденения»; участки, богатые турмалином,

сменяются иногда совершенно пустыми, последнее, кстати сказать, привело к тому, что жила Набережной заявки в одной рукописной работе отнесена к типу жил, не содержащих турмалина, тогда как часть этой жилы, видимо, не осмотренная исследователм, весьма богата крупными кристаллами турмалина.

Таким образом мы не рискуем давать классификацию канских пегматитов, так как для этого пока еще нет достаточно убедительных оснований.

5. В описательной части, на ряду с характеристикой отдельных жил, было дано некоторое сводное описание строения канских пегматитов под углом зрения зональности жил, которая, как это убедительно показал А. Е. Ферсман, является отражением эволюции пегматитового процесса. Но в канских пегматитах не все зоны прослеживаются достаточно хорошо, особенно часто плохо выражена берилл-полевошпатовая, нередко также приходится наблюдать значительную изменчивость в строении и составе мусковит-турмалиновых зон.

Причина создания в данной жиле того или иного строения и, пожалуй, частично состава зависит от физических условий остывания расплава. В самом деле: для жилы № 8 Лугового рудника характерна четковидная форма жилы, т. е. обилие пережимов; последнее, как всегда, должно затруднять приток новых порций пегматитового вещества, но вместе с тем затруднительна и утечка вещества из линзы, это препятствие особенно действенно после упомянутой «закупорки» жилы аплитовидной зоной, что усугубляется отсутствием изменений в тектонических напряжениях; все это должно препятствовать движению вещества, а отсюда — и образованию зональности. Наоборот, в таких жилах, как Набережная, которые вытянуты по простиранию на сотни метров при весьма выдержанной мощности, указывающей на правильность и большие размеры занятой ею трещины, возможна достаточно совершенная циркуляция пегматитового расплава и растворов. Это позволяет пройти через одну и ту же трещину нескольким фазам пегматитового процесса и отложить несколько отличных зон.

Но не всегда хорошая выдержанность жилы по простиранию на совершенном эрозионном срезе говорит о продолжительной циркуляции, вместе с тем и обратно — участки, в которых образовались неправильные жилы, в некоторых случаях в свое время обладали значительными возможностями пропускать большие массы легкоподвижных веществ. Мало того, наличие различного строения и состава в одних и тех же жилах заставляет предполагать, что в таких жилах существовали участки с различной «пропускной способностью».

6. На основании сопоставления данных о строении и составе всех пегматитовых жил, мы пришли к заключению, что пегматитовый процесс в изученном отрезке имел следующую картину эволюции, которая полностью согласуется со схемой А. Е. Ферсмана (см. рис. 60 на стр. 174):

мусковит-турмалиновая стадия;
берилл-полевошпатовая стадия;
кварцевая стадия и
агрегатная стадия.

Аплитовидную зону, по указанным выше соображениям, мы исключаем из схемы эволюции расплава в данном смысле.

7. В заключение описания характера формирования пегматитовых жил кратко отметим место письменных структур в этом процессе.

Мы указывали, что далеко не все те структуры, которые макроскопически можно отнести к пегматитовым, являются именно таковыми и могут отвечать эвтектическим сросткам. Но часть из них благодаря их совершенству, по всей вероятности, является эвтектикой.

При выяснении причин образования аплитовидных зон уже указано, что письменное строение их мы относим к последней стадии формирования этих зон. В мусковит-турмалиновых зонах, в которых письменный пегматит встречается относительно более часто, он располагается в виде отдельных гнезд среди массы, обладающей пегматоидным строением. Благодаря гнездообразности письменного пегматита, а также тому, что полевой шпат его представлен калиевыми разностями (т. е. участки уже освобождены от плагиоклаза), надо считать, что он является конечной стадией кристаллизации данной зоны, когда состав расплава достиг эвтектоидного состоя-

	Гранитные породы		Пегматиты				
	Адамеллит	Гранитит	Аплитовидная зона	Мусковит-турмалиновая зона	Аплитовая и мусковитовая зона (вместе)	Инъекционный прожилок	Агрегатная зона
	1 621	1 620	115 А	115	1706	1708	195
SiO_2	73.32	76.93	79.82	81.21	67.97	78.62	79.61
TiO_2	0.46	0.32	—	—	0.00	0.00	—
Al_2O_3	10.65	8.99	9.46	10.54	14.56	9.03	9.77
Fe_2O_3	0.59	0.19	0.07	—	0.46	0.19	0.06
FeO	1.57	2.00	0.19	0.26	0.26	0.25	0.19
MnO	0.00	0.00	—	—	—	0.06	—
MgO	1.51	1.29	0.13	—	0.33	0.31	0.13
CaO	3.66	2.39	3.40	0.83	3.00	1.75	1.04
K_2O	2.42	3.62	0.32	1.09	2.08	1.44	4.47
No_2O	4.31	2.78	4.48	1.47	5.28	3.74	2.73
$+H_2O$	1.44	1.42	2.08	4.41	6.06	4.61	1.94
P_2O_5	0.07	0.07	—	0.13	—	—	—
Cl	0.00	—	0.00	0.06	—	—	0.06
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100·00	100.00	100.00

ния; такого состояния он достигает, видимо, лишь при изолированности данных гнезд от привноса нового материала.

8. При описании горных пород, слагающих район месторождения, была дана характеристика двух образцов гранитных пород — гранитита и адамеллита сборов Лаврова.

Состав этих пород и анализированных пегматитов (в молекулярных процентах) приведем в табл. на стр. 250.

Отсутствие достаточно детального геологического материала по соотношению этих двух гранитных пород и особенно соотношения с ними пегматитов не дает возможности выявить их возрастное и генетическое сродство или различие. Рассмотрение химических анализов скорее говорит за единство всего этого гранитного комплекса.

Наличие гранитита и адамеллита мы склонны объяснять дифференциацией гранитной магмы, различия же в пегматитах определяются, с одной стороны, последовательным изменением исходного деривата гранитных пород, а с другой — взаимодействием пегматитов с метаморфической толщей.

3. Формирование мусковитоносных участков

Для выяснения причин образования мусковитоносных участков необходимо еще раз напомнить их основные черты; одновременно для сравнения сошлемся на другие союзные и заграничные месторождения.

1. Все пегматитовые жилы Канского месторождения находятся в сланцеватых гнейсах. Аналогичную картину мы видим и в других районах: подавляющая часть жил большого Мамско-Витимского мусковитоносного района находится в слюдяных сланцах и гнейсах, тоже наблюдается для Бирюсинского, Кандаковского (Тасеевского) и других союзных месторождений. В кратких, часто отрывочных данных о заграничных месторождениях мы почти не находим промышленных мусковитовых жил, которые залегали бы вне гнейсов или слюдяных сланцев (иногда филлитах). К таковым относятся по данным ряда авторов: Sterret (83), Mohr (76), Anderson (53), Dickson (60), Curkel (58) и Holland (65), мусковитные месторождения всех стран: Индии, США (Южн. Дакоты и Сев. Каролины); Квебек и Онтарио в Канаде; Гватемала, Бразилия и Аргентина в Центральной и Южной Америке; Трансвааль и Танганайка в Африке и Австралии. Интересно, что месторождение Сев. Каролины (по Mohr) представляет, как и Канское, узкую полосу гнейсов, в которой проходит жила длиной в 100 м. Лишь незначительная часть небольших месторождений, как например: Макрушинское (Енисейский кряж), Акуанское (Северобайкальский район)—по данным Мишарева (31), часть участков Карелии—по данным Гинзбурга (17), и отдельные месторождения Южноафриканского Союза—по данным Schaller (81), расположены не в сланцеватых породах (граниты, габбро-диабазы и диабазы).

Отсутствие детальных геологических и петрологических работ по мусковитовым месторождениям не позволяет установить взаимосвязи мусковитоносных пегматитов с гнейсами и сланцами, но все же постоянная топографическая их связь заставляет предполагать связь генетическую.

2. В подавляющем большинстве жил Канского месторождения промышленные мусковитоносные участки приурочены к висячим частям жил. Аналогичное положение наблюдается почти во всех слюдоносных районах, как союзных, так и заграничных.

Лишь небольшая часть жил Канского месторождения (см. описание отдельных жил) и отдельные участки других районов отличаются иным залеганием, отметим Мамский район, для которого Мишарев говорит, что «в одной и той же жиле слюда скопляется то у висячего, то у лежачего бока. Она или образует гнезда в различных частях жилы, или равномерно насыщает все тело жилы». Среди союзных месторождений упомянем Акуканское месторождение, в котором мусковит расположен, по данным Мишарева (31), около зоны кварца, в мировой литертауре (Anderson, 53) упоминается лишь месторождение Bentz, где мусковит равномерно распределяется по всей мощности жилы.

3. Минералогический состав для мусковитоносных жил в большинстве месторождений также довольно однообразен. На Канское месторождение похоже по минералогическому составу Кандаковское и Бирюсинское месторождения Восточно-Сибирского края; из заграничных (по данным Mohr) отметим небогатые месторождения Западной Штирии, Трансвааль и месторождения Квебека и Онтарио, где даже детали состава, как например, наличие зеленого мусковита и марганцовистого граната, а также попутная добыча полевого шпата дают возможность проводить аналогию с Канском; укажем также рудник Нудо месторождения Etta (Южн. Дакота), в котором, по данным Schaller (81), мы находим строение пегматитовых жил, в общем весьма схожее с нашими.

Для Канского месторождения подчеркнем парагенезис мусковита с апатитом.

4. Промышленные линзы Канского месторождения, как это хорошо видно из данных эксплоатационных работ (см. рис. 9—12, 16—20), имеют сравнительно большое разнообразие форм при небольших размерах; диаметр по простиранию до 70 м и по падению до 60 м, при чем ограничения ослюденелых участков различны (постепенное или внезапное обеднение). Аналогичная картина наблюдается почти для всех мусковитовых месторождений: в Западной Штирии в отношении форм ослюденелых гнезд как и в отношении состава, мы находим сходство: Mohr (76), по данным Sterret, указывает, что несмотря на наличие жил с погоном до нескольких километров, ослюденение прослеживается не более 50 м; гнездообразность

ослюденения подчеркивает Curkel (58) для Норвегии (рудник Gadfjeld). Почти для всех месторождений размеры ослюденных участков не превышают нескольких десятков метров, лишь некоторые рудники Мамского райсна (по рукописным данным) и месторождения основных мусковитовых районов имеют ослюденение, прослеживающееся сотни метров; так например: в Индо-Китае (по данным Sterret) ослюденение протягивается до 400—600 м, на Muscovite (США) — до 150 м по простиранию и 90 м в глубину (Anderson); в Трансваале вертикально ослюденная линза эксплоатировалась до глубины 50 м.

5. Напомним наличие в канских пегматитовых жилах целого ряда весьма разительных примеров замещения полевых шпатов и в особенности плагиоклаза; к таковым относятся:

а) наличие в одном участке наиболее богатой жилы месторождения (жила № 3 Случайного рудника) вместо промышленного мусковита плиткообразных скоплений чешуек мусковита, замещающих полевой шпат;

б) наличие таких же скоплений чешуек, среди массы которых начинают развиваться крупные пластинки мусковита;

в) наличие крупных пластин мусковита, в краевых частях которых имеются разнообразные скопления чешуек мусковита.

Отметим также, что пластины мусковита, расположенные в краевой части жилы, иногда вытянуты перпендикулярно плоскости контакта.

Таким образом для Канского месторождения можно указать следующее: мусковитоносные пегматитовые жилы находятся в гнейсах; все участки с промышленным содержанием мусковита имеют ограничения как по простиранию, так и по падению, не превышая 50 м; большая часть участков с промышленным содержанием мусковита расположена в висячем боку пегматитов, близ контакта с гнейсами; небольшая часть в лежачем боку и около кварцевых зон; в некоторых жилах пластины мусковита, расположенные близ контактов с гнейсами, вытянуты перпендикулярно плоскости контакта; во многих жилах в плитках мусковита и около них наблюдаются зерна апатита; и, наконец, во многих жилах четко прослеживаются замещения мусковитом полевых шпатов (особенно плагиоклаза).

Последнее позволяет утверждать, что мусковит произошел за счет процессов замещения полевых шпатов. Исключение видимо представляют наблюдаемые иногда мелкие идиоморфные кристаллики.

На основании сказанного для Канского месторождения схема процесса мусковитообразования рисуется в следующем виде:

Полевой шпат + водород (или его соединения) → мусковит + кварц + + щелочи (или их соединения).

Благодаря тому, что из полевых шпатов главным образом замещается кислый плагиоклаз и в меньшей степени—микроклин, можно этот процесс изобразить следующим образом:

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + K_2Al_2Si_2O_{16} + H_2O \rightarrow H_2(K,Na)Al_3Si_3O_{16} + SiO_2 + Na_2O.^1$$

Но этот процесс, как и всякая реакция замещения (обмена), должен подчиняться закону двойных разложений и его математическому оформлению—закону действующих масс. Первый из них гласит, что всякое вещество, которое стремится войти в соединение, действует пропорционально своему сродству и своему количеству

Не безынтересно выяснить, какое из этих условий —сродство или количество — определяет в основном процесс мусковитообразования.

Все исследователи пегматитов склонны признавать громадную количественную роль воды в пегматитовом процессе, при чем некоторые минералоги американской школы: Landes (71—73), Anderson (53—54), Schaller (81), Hess (64), настолько увлеклись процессами замещений в пегматитах, что гидротермальные процессы, т. е. водные растворы, у них встали на первое место. Так или иначе все исследователи считают, что вода на протяжении всего пегматитового процесса присутствует в изобилии, т. е. в отношении наличия воды имеются достаточные возможности для образования мусковита во всех стадиях образования пегматитовых жил.

Вместе с тем установлено, что главная стадия мусковитообразования ограничена некоторой определенной фазой процесса. А отсюда необходимо предположить, что решающим в этом оказывается не количество воды, а ее сродство к данному процессу (замещение щелочей в полевых шпатах), при чем это свойство вода приобретает лишь в определенные стадии пегматитового процесса. Наши выводы вполне совпадают с указаниями А. Е. Ферсмана, который говорит, что гидролиз полевых шпатов наступает лишь «после перехода пегматита в точке Q во флюидное состояние», т. е. перехода в пневматолитический этап жизнедеятельности пегматита.

Для нас в данном случае важно, что в определенный этап пегматитового процесса наступают процессы замещения полевых шпатов мусковитом, или щелочей — водородом, при чем замещению в основном подвергается натрий.

Этот процесс, как указывалось, несомненно находится в подчинении закону действующих масс, при чем поскольку он начался, поскольку во взаимоборство вступили водород и натрий, постольку уже не только сродство данного элемента играет роль, но и его относительные количества. По всей вероятности, стадия гидролиза полевых шпатов должна возникать в определенный этап почти всех пегматитовых процессов, но раз-

[1] Формула мусковита и соединение натрия приняты условно.

меры его будут определяться условиями, в которых он протекает. В самом деле, если освободившийся натрий будет оставаться в той же среде, где происходит реакция, то неизбежно наступит такая концентрация его, которая создаст условия обратимости реакции и прекращения процесса мусковитообразования. Лишь уход натрия из сферы реакции позволит нормально протекать процессу до полной переработки полевых шпатов, что изредка и наблюдается; но он может прекратиться при изменении физико-химических условий, т. е. изменении степени сродства компонентов, участвующих в процессе; или, наконец, могут создаться такие условия, когда натрий не будет удаляться из сферы реакции, и процесс станет обратимым.

Возвращаясь к нашему месторождению, мы напомним наличие вполне очевидного выноса натрия из пегматитов в гнейсы, достаточно доказуемого фактическим материалом. Для большей убедительности того, что обогащение гнейсов натрием и мусковитизация есть единый процесс, приведем сравнение участка Набережной заявки с Марковским рудником, которые, как указывалось, приурочены к одному и тому же пласту гнейса.[1] Набережная заявка отличается от Марковского рудника маломощностью пласта гнейсов и на ряду с этим ничтожным содержанием мусковита и лишь в участках, где гнейс несколько мощней, появляется несколько большее содержание мусковита. Другими словами, там, где гнейсов больше, там больше возможностей мусковитообразования.

Не случайно также совпадение приуроченности мусковитоносных участков к висячему боку жил и особая обогащенность натрием гнейсов висячего бока.[2]

Таким образом вынос натрия в боковые породы — это одна из нескольких причин образования промышленных скоплений мусковита, но видимо основная.

Частично мусковит, как указывалось, образуется и в лежачем боку, что вполне сочетается с наличием выноса щелочей и в лежачий бок, правда, натрия в меньшей степени. Незначительная часть жил, как например, некоторые жилы Марковского рудника и жила № 9 Лугового рудника, содержат пластины мусковита промышленных размеров в срединных частях жил около кварцевой зоны, что указывает на наличие и в данных участках условий, благоприятствующих процессу мусковитообразования, о чем смотри несколько ниже.

Парагенезис мусковита с апатитом (фтор-апатитом) знаменует о некоторой, может быть, и значительной роли минерализаторов при образовании мусковита.

---

[1] Указанный пример приведен как наиболее отчетливый.

[2] На процессы взаимодействия пегматитов с боковыми породами указывает ряд исследователей, как-то: А. Е. Ферсман (43), Goldschmidt (63) и Landes (71).

Здесь уместно напомнить о присутствии в геологическом комплексе Канского месторождения щелочных гнейсов, содержащих Na_2O до 7.76 молек. проц. в которых на ряду с арфедсонитом и эгерином наблюдается весьма обильное содержание апатита. До сих пор мы не давали объяснения образованию щелочных гнейсов, но теперь, после доказанности обогащения натрием боковых пород за счет выноса его из пегматита, мы вправе высказать предположение о том, что щелочной гнейс есть продукт этого же процесса. Такое предположение значительно подкрепляется обилием в щелочном гнейсе апатита. Еще с большей уверенностью мы можем об этом говорить, если вспомним следующие факты:

1) щелочной гнейс находится обычно вместе с мрамором;

2) в щелочном гнейсе на ряду с кислым плагиоклазом (№ 5—6) имеется кальцит;

3) в щелочном гнейсе имеются незначительные (до 2—3 мм) жилки, состоящие из арфедсонита.

Эти факты как, например, жилки, указывают на переотложение темноцветных (щелочных) компонентов; с другой стороны, сочетание альбита с кальцитом указывает сравнительно низкую температуру образования первого, благодаря чему не образовался более основной плагиоклаз. Наконец, совместное нахождение мрамора и щелочного гнейса, а также остатки карбонатов в этом гнейсе указывают, видимо, на образование щелочных гнейсов путем замещения мрамора щелочным фторсодержащим дериватом пегматита.

Получение мусковита в лабораторных условиях также подтверждает некоторую роль фтора. Так например, Delter (61) получил мусковит путем действия фтористых соединений на калиевые алюмосиликаты и действием кремнистого фтора на глинистую массу. Но в лабораторной обстановке мусковит получен и без участия фтористых соединений: Kunitz в своей работе по минералам группы турмалина и слюд (69) ссылается на опыт Thugutt, который получил мусковит из калиевого нефелина путем гидротерминальной обработки последнего. Этот опыт вместе с химическими анализами мусковитов указывает на то, что фтор, видимо, лишь косвенно участвует в процессе мусковитообразования, в порядке своего рода катализатора. Указанный опыт получения мусковита без участия фтора согласуется с нашими данными, полученными при изучении Колотовского мусковитового месторождения (3), где роль фтора не видна. Поэтому для Канского месторождения фтору мы отводим место лишь катализатора и, возможно, «транспортера» натрия из пегматитов в окружающие породы.

Мусковитоносные участки Канского месторождения, да и всех мусковитовых месторождений мира, ограничены по простиранию и по падению; последнее особенно важно; лишь для одного из Трансваальских месторождений Mohr (76) отмечает вертикальную ослюденеенную зону, которая, правда, прослежена только до глубины 50 м. Таким образом, ограничен-

ность ослюденения по падению определяется десятками метров. Такая ограниченность мусковитоносных линз, конечно, не может оказаться следствием температурного или иного общего изменения пегматитов; да и нахождение в некоторых рудниках ниже выработанной промышленной линзы нового ослюденения говорит за иные причины локальности промышленных участков.

Выше мы установили, что одной из существенных причин мусковитообразования является вынос из пегматитов натрия; поэтому можно предполагать, что близ мусковитоносных участков существовали особо благоприятные условия; прямых, веских доказательств этого уловить не удалось. Отметим факт, который лишь косвенно может пролить свет на это предположение: в некоторых (наиболее богатых) мусковитоносных жилах Канского месторождения к участкам с повышенным содержанием мусковита приурочены секущие порфиритовые жилы, что позволило некоторым местным работникам высказать фантастические гипотезы о генетическом взаимоотношении секущих порфиритовых жил с мусковитом пегматитов. Для нас является несомненным, что секущие жилы заняли постпегматитовые трещины, но последние, как это само собой понятно, должны проходить в более ослабленных частях геологического комплекса. Таким образом этот факт является некоторым косвенным указанием на то, что мусковитоносные участки приурочены к несколько ослабленным частям месторождения.

Наличие мусковита в центральных частях жил около выдержанных кварцевых зон также обязано несколько повышенной возможности выноса натрия, что вполне увязывается с наличием более поздних зон пегматита (кварцевой), которые могли образовываться только там, где имелись возможности фиксации привносимого материала в виде определенного пространственного тела.

Выше мы указывали, что в некоторых жилах пластинки мусковита вытянуты перпендикулярно к контакту пегматита с гнейсами. Это явление вряд ли может быть объяснено охлаждающим действием гнейсов, так как процессы мусковитообразования, как мы установили, протекают не в первые фазы внедрения пегматитового материала; другими словами, ко времени образования мусковита разность температур гнейсов и пегматитов, если и существует, то в весьма ограниченных размерах. Скорее надо предположить наличие соответствующих трещинок в пегматитах, по которым и шло развитие мусковита за счет наибольших возможностей выноса натрия.

При изучении мусковита и его парагенезиса на Канском месторождении было подмечено наличие замещения плагиоклаза из центральных частей зерен; кроме того, на серии штуфов удавалось проследить следующий порядок замещения:

1) полевой шпат;

2) полевой шпат, замещаемый чешуйками мусковита;

3) агрегат чешуек мусковита;

4) крупная пластинка мусковита в с р е д и н е агрегата чешуек того же минерала; более крупная пластинка мусковита по краям переходит в агрегат чешуек;

5) пластинка (или плитка) мусковита, в краевых частях которой имеются веерообразные вростки чешуек мусковита;

6) плитка мусковита.

Таким образом, эти примеры вполне очевидно показывают наличие замещения полевого шпата, начинающееся с центральных частей его зерен. Это заставляет задуматься над причинами процесса замещения.

Трудно представить себе, чтобы приток свободной воды (или иных несиликатных соединений водорода) мог замещать полевые шпаты из центральных частей. Нам кажется, в данном случае надо искать иную причину мусковитообразования.

Позволим себе незначительное отступление.

Физическая мысль сегодняшнего дня дерзает разрешить и разрешает величайшие задачи. Некоторые вопросы, которые еще вчера были философией, сегодня экспериментируются, а завтра, надо полагать, войдут в технику и науки, смежные с физикой. Экспериментальное изучение строения атомного ядра за последние годы дало блестящие результаты; оказалось, что ядро состоит из нескольких весьма отличных друг от друга составных частей: протона, нейтрона и позитрона, при чем, возможно, что «протон есть не что иное, как комбинация нейтрона с позитроном». Кроме того является доказанным, что протон есть не что иное, как атомное ядро водорода. Таким образом, протон (т. е. ядро атома водорода) является составной частью ядер атомов других элементов. Еще в 1919 г. Рёзерфорд произвел расщепление ядер атомов азота, при чем в камере, наполненной сухим и «совершенно» чистым азотом, в котором до опыта совершенно исключено присутствие водорода, после действия α-частиц, обладающих весьма большой скоростью, было установлено присутствие водорода. Позднее Рёзерфорд произвел расщепление ядер ряда других атомов, как-то: бора, фтора, фосфора, алюминия и н а т р и я. 1932 г. дал новые результаты расщепления ядер атомов: в Англии и СССР был расщеплен литий. Продуктом расщепления всех элементов постоянно оказывались протоны — ядра атомов водорода.

Таким образом, в лабораторной обстановке установлена возможность перехода некоторых элементов в водород и в частности — н а т р и я.

До сего времени геохимия базировалась на незыблемости элементов, лишь прозорливость философских построений говорила нам, что «наше знание идет глубже; исчезают такие свойства материи, которые казались

раньше абсолютными, неизменными, первоначальными (непроницаемость, инерция, масса и т. п.) и которые теперь обнаруживаются как относительные, присущие только некоторым состояниям материи» (Ленин. Материализм и эмпириокритицизм, 1933, стр. 213), и далее... «если вчера это углубление не шло дальше атома, сегодня — дальше электрона и эфира, то диалектический материализм настаивает на временном, относительном, приблизительном характере всех этих вех познания природы прогрессирующей наукой человека» (стр. 215).

Таким образом у нас имеются достаточные данные задуматься над включением в геохимию новых достижений физики — новых данных об «относительном», ныне познанном «состоянии материи».

Возвращаясь к случаю образования мусковита в центральных частях зерен полевых шпатов, необходимо предполагать наличие замещения щелочей (в основном натрия) водородом.

Образование водорода из натрия в лабораторных условиях связано с затратой большой энергии на расщепление ядер атомов натрия. Конечно, в пегматитовом процессе и тем более внутри зерен полевых шпатов мы пока не можем предполагать потоки α-частиц или ускорение движения протонов, аналогичное действию разрядной трубки; да если бы мы предположили в средине зерен полевого шпата наличие свободных протонов, то это бы оказалось достаточным для обычного вытеснения натрия водородом (т. е. протоном). Нет, этих сил мы не предполагаем.

Но в ходе пегматитового процесса мы находим иные источники грандиозной внутримолекулярной энергии, которая должна проявляться и, видимо, проявляется в определенные этапы формирования жил. Для нашей задачи разберем лишь частный случай: минералы мусковит-турмалиновой зоны и, в частности, плагиоклаз начинают образовываться по температурной градуировке А. Е. Ферсмана около 800°, при чем главная масса плагиоклаза формируется между 600 и 800°, главная масса микроклина образуется около 600° (550—650°). Температура основного этапа мусковитообразования определяется А. Е. Ферсманом в 500—650°. Падение температуры на 100—200° не может не отразиться на сформировавшихся кристаллах, при чем достаточно вероятно возникновение очень больших напряжений, свидетелями чего являются сломанные призматические кристаллы турмалина и берилла.

Возможно, что определенную роль в превращении натрия в водород играет наличие несколько более ослабленных участков, отмеченных выше.

Так или иначе, возможность возникновения значительных внутримолекулярных напряжений очевидна. И, быть может, эти напряжения и создают в пегматитах возможности расщепления ядер.

Надо подчеркнуть, что возможность непосредственного перехода полевого шпата в мусковит при «превращении» натрия в водород совершенно

не исключает наличия действия воды или другого простого соединения водорода на полевой шпат и получения таким путем мусковита.

Постепенное накопление воды в пегматите отмечается многими авторами, при чем обычно предполагается дестилляция ее из магмы. Но возможно и иное предположение о причинах увеличения количества воды. В самом деле, если принять возможность расщепления ядер атомов элементов в природных условиях, то вполне очевидно большое накопление воды при наличии этого процесса, так как, например, из ядра одного атома натрия, при полном его разложении, должно получиться 28 протонов или, что тоже, 28 ядер атомов водорода.

Как известно, при вулканических извержениях происходит разряжение больших механических напряжений, и вместе с тем извержения обычно сопровождаются грандиозными количествами воды и других соединений водорода; это давало возможность всем исследователям магматических процессов предполагать изначальное присутствие в магме больших количеств воды. Но вместе с тем наличие больших механических потрясений должно облегчать предполагаемое расщепление ядер, что хорошо сочетается с большими выделениями соединений водорода.

Предположение о возможности получения мусковита из полевого шпата путем не только замещения натрия водородом, но и превращения части натрия в водород, является в настоящее время лишь мыслью, которая должна явиться предметом специального изучения.

ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В предыдущих главах была установлена тесная топографическая и до некоторой степени генетическая зависимость пегматитов и гнейсов; кроме того установлена зависимость мусковитообразования от выноса щелочей, который также определяется в значительной степени боковыми породами.

Отмечена локальность мусковитоносных участков, которая в условиях Канского месторождения зависит больше от боковых пород, чем от общего характера пегматитового процесса.

«Продуктивные» гнейсы Канского месторождения являются остатками древней не переработанной метаморфической толщи; последняя в основной своей массе превращена в массивные метаморфические породы; это положение ограничивает распространенность гнейсов на глубину. В пределах площади Канского месторождения на нижнем наблюдаемом нами гипсометрическом уровне (на урезе р. Кан) мы не находим значительного уменьшения количества гнейсов, что позволяет предполагать выдержанность большей части линз гнейсов минимум до уровня Кана, т. е. на глубину 250 м.

В соответствии с этим можно считать, что количество и характер пегма-

титовых жил на такую глубину не изменится. Это предположение подтверждается наличием промышленного ослюденения, как на высоте 250 м над уровнем Кана (рудник Случайный), так и 50 м (рудник Марковский), а также присутствие пластин мусковита промышленных размеров почти на уровне р. Кан (некоторые жилы площади Марковского рудника и жилы около кирпичного завода Ольховского рудника).

Размеры промышленных участков по простиранию и падению не превышают 50 м, но вместе с тем в одной и той же жиле, как указано в генетических выводах, может быть несколько промышленных гнезд, хотя практика разработки Канского месторождения пока дала лишь два-три таких случая; разработка американских, индийских, норвежских и союзных (Мамско-Витимских) месторождений дает в этом отношении определенные указания.

Таким образом, вполне вероятно обнаружение новых гнезд, обогащенных мусковитом, в еще не вскрытых частях пегматитовых жил[1].

Фактический материал и генетические соображения позволяют сделать вывод о том, что поисковыми и разведочными работами должны освещаться в первую очередь висячие бока жил, в меньшей степени — участки пегматитов около кварцевых зон и в последнюю очередь — лежачие бока жил. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что благоприятнее оказываются жилы, прорезающие более мощные «пласты» гнейсов; особенно важно, чтобы выше висячего бока жилы была относительно мощная часть гнейсов.

Очень мощные жилы (более 10—12 м) в условиях Канского месторождения вряд ли содержат выдержанные промышленные гнезда, так как вынос натрия в боковые породы, видимо, в достаточно значительной степени компенсировался привносом соединений этого же элемента из срединных частей жил; это вызывало образование небольшого количества мусковита по всей мощности жилы и малые возможности образования промышленных гнезд. Особенно резко это должно сказаться на мощных жилах, в которых отсутствует зональность, как например: Заводская, северо-западная часть Сахатинской и юго-восточная часть Даниловской.

В заключение практических выводов отметим, что в Енисейском кряже имеются достаточно широкие возможности поисков мусковитовых месторождений, на что, с одной стороны, указывает плохая геологическая изученность южной значительной части Енисейского кряжа, с другой стороны — наличие промышленного Кандаковского (Тасеевского) месторождения и нескольких точек с наличием пегматитовых жил с пластинами

[1] Детальную практическую оценку Канского месторождения см. М. Н. Альтгаузен. Геолого-экономическая оценка Канского месторождения мусковита. 1934 г.

мусковита промышленных размеров (Ивановщина, Макруша, Пятковка) и с третьей стороны — близость составов ряда интрузивных массивов гранитных пород к гранититу и адамеллиту р. Кан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азанчевский. Залежи слюды в Енисейской губ., Вестн. «Золото», 1896 г.
2. Альтгаузен М. Н. Геолого-экономическая оценка Канского месторождения мусковита (в печати).
3. Альтгаузен М. Н. Колотовское месторождение Мамско-Витимского мусковитоносного района (в печати).
4. Аргентов К. Из отчета геологических исследований в Минусинском, Ачинском, Красноярском и Канском уездах Енисейской губернии, Горн. журн., т. IV, 1907.
5. Архангельский А. Д. и Шатский. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. о-ва естествоисп., т. X, геол. отд., т. XI (4), 1933 г.
6. Гинзбург И. Электротехническое испытание русских слюд., Тр. Комиссии сырья, в. 2, 1917 г.
7. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых срастаний, Тр. ЦНИГРИ, в. 12, 1934.
8. Вернадский В. И. Минералогия, изд. 3-е, М., 1910—1912.
9. Вейнлянд К. Н. Микроскопическое исследование пегматитов Мамского слюдоносного района. Тр. Всесоюзн. геолого-разв. объед. НКТП СССР, в. 221, 1932.
10. Висконт К. И. и Алимарин И. П. О новом методе определения воды в слюдах. Материалы по изучению слюд., Тр. Инст. прикл. минерал. и металл., в. 40, 1926.
11. Владавец В. И. Канское месторождение полевых шпатов, Изв. Г. К., т. XLVI, 1927.
12. Владавец В. И. Некоторые данные о Канском месторождении слюды, журн. Мин. сырье, № 4, 1930.
13. Вульф Г. Ф. О молекулярном строении мусковита, Тр. Инст. приклад. минерал. и металл., в. 25, 1926.
14. Гаврусевич Б. А. К минералогии и геохимии пегматитов Волыни, Тр. Минер. муз. АН, IV, 1930.
15. Гамов Г. А. Строение атомного ядра и радиоактивность, Современная физика, кн. 3, М., 1932.
16. Гинзбург И. И. Слюда. Нерудные ископаемые. Акад. Наук. Ком. по изуч. ест. пр. сил России, т. III, 1927 г.
17. Гинзбург И. И. Слюда, ее свойства, применение и распространение в России. Мат. по изуч. ест. пр. сил России, № 34, 1920.
18. Гришинский П. И. Структурные формы мусковита и выводы из них возможных плоскостей разломов., Зап. Киевского т-ва природознав., т. XXVII, в. 3, 1928.
19. Грот П. Введение в химическую кристаллографию, Одесса, 1912.
20. Зуев Н. Геологические исследования в 1902 г. «Геологич. иссл. в золот. обл. Сибири», в. 5, 1904.
21. Ижицкий Н. Геологические исследования в 1902 г. «Геологич. иссл. в золот. обл. Сибири», в. 5, 1904.
22. Казаченко А. С. Электрон, М., 1934.
23. Клыков К. Д. Канское месторождение слюды, Горн. журн., № 9—10, 1924.

24. Коптева-Дворникова Е. Бюллетень научной работы в заповедниках, № 2, 1928 г.
25. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, ГНТИ, 1931.
26. Ленин В. И. Материализм и эмпириокритицизм, М., 1933.
27. Лейпунский А. И. Расщепление ядер. Сборник докладов I Всесоюзной ядерной конференции, 1934 г.
28. Мамуровский А. А. Перспективы развития слюдяного дела в Союзе, журн. Мин. сырье, № 7/8, 1925.
29. Марков П. Н. и Лашев Е. К. Слюда. Десять лет работы ИПМ. Тр. Инст.-прикл. минерал., 1933.
30. Мишарев Д. Г. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды. Тр. Вс. геол.-разв. об. ВСНХ СССР, в. 154, 1932.
31. Мишарев Д. Г. Слюда в Восточной Сибири, ОГИЗ, 1932.
32. Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа, Геол. иссл. в золотон обл. Сибири, в. IX, 1910.
33. Молчанов И. А. Заметка о Канском месторождении полевого шпата, Изв. Геол. ком., т. XLVI, 1927.
34. Наливкин Д. В., Геологические районы СССР, журнал Проблема советской геологии, т. I, № 1, 1933 г.
35. Обручев В. А. Геология Сибири, Госиздат, 1927.
36. Приходько П. В. О слюдах Енисейской губернии, Томск, 1912 г.
37. Справочник физико-химических величин, Техн. энциклоп., 1929.
38. Стальнов Г. И. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. «Геол. исслед. в золотон. обл. Сибири», 1912.
39. Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР, журн. Пробл. сов. геол., № 1, 1933.
40. Техническая энциклопедия, т. XXV, 1934.
41. Ферсман А. Е. Добыча слюды в Енисейской губернии, Природа, сентябрь, 1915.
42. Ферсман А. Е. Слюдяные месторождения по р. Кану, Тр. Ком. сырья, в. 2, 1917.
43. Ферсман А. Е. Пегматиты и их научное и практическое значение, т. I, Гранитные пегматиты, изд. АН, 1931.
44. Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Сибири, изд. АН, 1931.
45. Шапирер П. И. О положении слюдяного дела в России, Тр. Ком. сырья, в. 2, 1917.
46. Шатский Н. С. и Архангельский А. Д. Схема тектоники СССР, Бюлл. М. о-ва ест. прир., т. X, I геолог. отд., т. XI (4), 1933.
47. Эгерт. О новой отрасли горной промышленности. Горн. и золот. известия, № 22, 1913.
48. Эдельштейн Я. Геологический очерк Западносибирской равнины, Изв. Зап.-Сиб. отд. РГО, V, 1925—1926.
49. Яворский П. Геологические исследования на Ангаре в 1895 г.
50. Якжин А. А. Отчет Вост.-Сиб. ГРТ, 1932 г. (рукопись). Иссл. и разв. раб. по линии Сибирск. ж. д., в. 6, 1898 г.
51. Ячевский Л. Геологические исследования 1893 г. в Енисейской губ., Горн. журн., № 6, 1894.[1]

[1] Кроме того имеется ряд ненапечатанных рукописей Альтгаузена, Стрелкина, Лаврова и др.

52. Asch W. und Asch D., Die Sillikate in chemischer und technischer Beziehung, 1911.
53. Anderson A. L., Mica deposits of Latan county, Idaho.
54. Anderson. A. L., Genesis of the mica pegmatite deposits of Latan county, Econom. Geology, vol. XXVIII, I, 1933.
55. Brögger W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit und Nephilinsyenite, Zeit. f. Krist., XVI, 1890.
56. Clarke F. W., Am. Journ. of Sci., 1889.
57. Colohy R. J., The final consolidation phenomena in the crystallization of igneous rock, Journ. Geol. 31, 1923.
58. Cirkel Fr., Mica, its occurence, exploitation and uses, Ottawa, Canada, 1905.
59. Dana E. S., System of Mineralogy, New York, 1920.
60. Dickson A. S., The Mica Miners and Prospectors Guide, London, 1919.
61. Dölter C., Handbuch d. Mineralochemie, II, 1914.
62. Gillson J. L., Granite of Conway New Kampshise and its Druse Minerals, The Amer. Miner., vol. 12, Nr. 8, 1927.
63. Goldschmidt V. M., Geochemische Verteilungsgesetze, Oslo, 1923.
64. Hess F., The natural history of the pegmatites, Eng. a. Mining Jour. Press, 1925, vol. 120.
65. Holland T. H., The Mica deposits of India. Memoirs of the Geolog. Survey of India, vol. 34, 2.
66. Jackson W. W. and West J., The crystal structure of Muskovit $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$. Ztschr. f. Kryst., B. 16, 1930.
67. Jakob J., Beiträge zur chem. Konstitution der Glimmer. Ztschr. f. Kryst., B. 72, 1929.
68. Kunnitz W., Die Beziehungen innerhalb der Glimmergruppe. N. Jahrb. f. Min., B. 50, 1924.
69. Kunnitz W., Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalinen und Glimmer, Chemie der Erde, B. 4, Nr. 2, 1929.
70. Lacroix A., Mineralogie de Madagascar, Paris, 1922.
71. Landes K. K., A paragenetic classification of the Magnes Cove minerals, The Americ. Mineralogist, vol. 16, 1931.
72. Landes K. K., The origin and classification of pegmatites, The Americ. Mineralogist, vol. 18. Nr. 2—3, 1933.
73. Landes K. K., The Baringer Hill, Texas pegmatite. Amer. Mineralogist, vol. 17, Nr. 8, 1932.
74. Machatschki F., Die Formel des Astrophyllites und seine Beziehungen zu den Glimmern. Centralbl. f. Min. etc., A, 1930, Nr. 6.
75. Machatschki F., Die Calcium-Sprodglimmer. Centralbl. f. Min. etc., A. 1932, Nr. 3.
76. Mohr H., Der Nutzglimmer, Berlin, 1930.
77. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, 1920.
78. Noll W., Hydrothermale Synthese des Muscovites. Ein Beitrag zur Frage der Serizitbildung in Tonschiefern, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Physik, I, 1932.
79. Pauling L., Pros. Nat. Acad. Sci., 16, 1930.
80. Rasten E. S., Geologie of the pegmatites and associated rocks of Maine, including feldspat, quartz, mica and gem deposits, U. S. Geol. Surv. Bull., 44, 1911.
81. Schaller W. T., The genesis of lithium pegmatites, Amer. Jour. of Science, 1925, vol. 10.
82. Schmidt H. S., Mica, its occurence, exploitation and uses, Canada Department.

83. S t e r r e t D. B., Mica Deposits of the United States, U. S. Geol. Surv. Bull., 740, 1923.
84. T h u g u t S. I., Zur Chemie einiger Alumosillikate, N. Jahrb. f. Min., IX, Beil. B., 1894—1895.
85. T s c h e r m a n G., Zeitschr. f. Kryst., 3, 1879.
86. V a n H i s e C. R., A treatise on metamorphism. U. S. Geol. Survey Monogr., 47, 1904.
87. V o g t J. H. L., Magmas and igneous ore deposits, Econ. Geol., Nr.21, 1926.
88. W a r r e n C. H. and M c K i n s t r y H y g h. The granites and pegmatites of Cape. Ann. Mass., Am. Acad. Arts, Science. Proc, 59, Nr. 14, 1924.

М. И. РОХЛИН и Е. В. СОЛОВЬЕВА

УЛЯЛЕГСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

ВВЕДЕНИЕ

Улялегское месторождение пегматитов расположено в 1½—2 км к северо-западу от д. Улялеги Пряжинского района Автономной Карельской ССР (рис. 1).

Дер. Улялеги находится в 110—120 км к северо-западу от Петрозаводска и связана с ним двумя трактовыми дорогами: одна из них ведет в Петро-

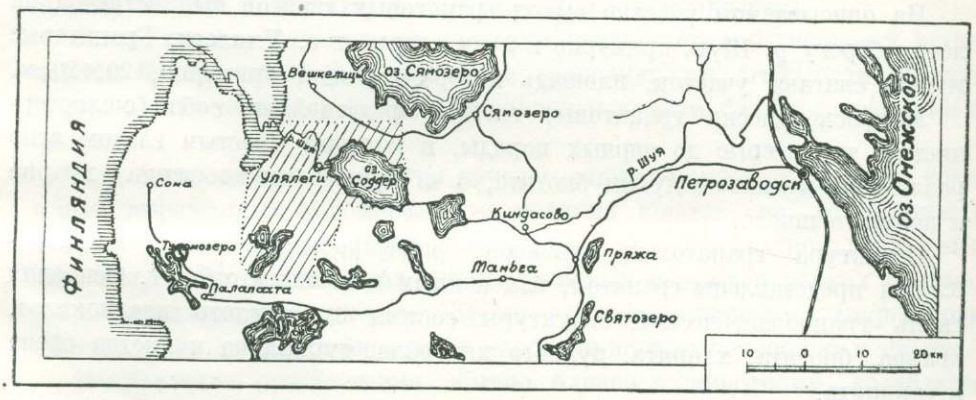


Рис. 1. Район работ Улялегской геологоразведочной партии

заводск через Сямозеро — Пряжу, вторая, более короткая — из Сямозера прямо в Петрозаводск. Обычно обе дороги вполне пригодны для автомобильного сообщения. Лишь в период затяжных дождей и таяния снега, в течение 1½—2 месяцев, участок дороги Сямозеро — Улялеги для перевозок очень тяжел.

Возможен также водный путь по р. Шуе — Соддер-озеру — Шуе — Вогат-озеру — Шуе — Онежскому озеру вниз по течению реки Шуи до г. Петрозаводска.

ОРОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Район месторождения представляет собой плоское залесенное пространство, местами заболоченное.

Строительным и крепежным лесом и древесным топливом район вполне обеспечен.

Наиболее крупной рекой района является р. Шуя, впадающая в 4—6 км от Улялег в Соддер-озеро. Их водные запасы достаточны для обеспечения потребности в воде крупного промышленного предприятия и не исключают возможности организации гидросилового хозяйства.

Геологическое строение района

В геологическом строении района месторождения принимают участие гранатовые гнейсы, огнейсованные граниты, роговообманковые сланцы, метаперидотиты и породы комплекса гранита рапакиви.

Гранатовые гнейсы

На описываемом участке выход гранатовых гнейсов был встречен на левом берегу р. Шуи, примерно в 2 км вверх от с. Улялеги. Гранатовые гнейсы слагают участок, площадь которого равна, примерно, 20×20 м.

Макроскопически гранатовые гнейсы представляют собой мелкозернистые, темносерые до черных породы, в которых простым глазом ясно различимы мелкие чешуйки биотита, а в лупу — также зерна кварца и полевого шпата.

Структура гранатовых гнейсов порфиробластическая. Порфиробласты представлены гранатом, измененным в биотит и хлорит. Основная ткань гранобластической структуры состоит из кислого плагиоклаза, кварца, биотита, хлорита, рудного минерала, турмалина и иногда сфена и серицита.

Послойное чередование участков со следами сохранившейся реликтовой псаммитовой и пелитовой структуры позволяет думать, что гнейсы образовались за счет осадочных пород.

Изменение граната в хлорит и биотит с несомненностью доказывает, что гранатовые гнейсы подверглись процессу регрессивного метаморфизма-диафтореза. Последнему предшествовали явления дислокационного метаморфизма, обусловившие образование в породе зон смятия и иногда раздробление порфиробласт-граната.

Гранатовые гнейсы, обнажающиеся на левом берегу Шуи, залегают в виде ксенолита в мощном пегматитовом теле и несут ясные следы ороговикова-

ния. Кристаллизационная сланцеватость гранатовых гнейсов имеет простирание СВ 55°, падение на ЮВ под углом 80°.

Неоднократно повторявшиеся однородные фазы метаморфизма, следы которых несут гранатовые гнейсы, дают основание предполагать, что эти породы являются наиболее древними для описываемого участка.

По минералогическому составу, структурам и характеру процессов изменения улялегские гранатовые гнейсы совершенно тождественны ранатовым гнейсам Кольского полуострова, описанным А. А. Полкановым (5). Это обстоятельство позволяет отнести описанные гранатовые гнейсы по возрасту к Свионийским отложениям архея.

Огнейсованные граниты

Огнейсованными гранитами сложен большой массив, расположенный на правом берегу р. Шуи.

Макроскопически огнейсованные граниты в большинстве случаев представляют собой мелкозернистые розовые лейкократовые породы, состоящие, в основном, из полевого шпата и кварца. Биотит в виде мелких чешуек присутствует в незначительном количестве.

Лишь изредка отдельными полосами незначительной мощности встречаются более темные розовато-серые разновидности огнейсованных гранитов. Более темный цвет их обусловлен наличием большого количества биотита.

Под микроскопом структура породы гипидиоморфно-зернистая, часто с ясно выраженным идиоморфизмом полевых шпатов по отношению к кварцу. Огнейсование сказывается очень слабо в линейном расположении чешуек биотита и образовании отдельных мелких и редких участков гранобластической структуры. Кроме главных минералов микроклина, плагиоклаза, кварца и биотита, в породе присутствуют апатит и пирит.

Направление огнейсования обычно близко к широтному, колеблется в пределах от ЮЗ 260° до СЗ 300°. Падение в разные стороны — от близких к вертикальному до 60—65°.

В контакте с рапакиви огнейсованные граниты изменений не несут. В рапакиви при приближении к контакту с огнейсованными гранитами совершенно ясно наблюдается смена равномернозернистых рапакиви порфировидными разновидностями.

В направлении огнейсования и перпендикулярно к нему огнейсованные граниты рассекаются жилами мелкозернистых пегматитов, мощность которых обыкновенно невелика, лишь изредка достигает 6 м.

По данным А. А. Полканова (5), интрузия микроклиновых гранитов относится к постботнийской эпохе диастрофизма.

Роговообманковые сланцы

Роговообманковые сланцы являются породами, наиболее широко распространенными в районе Соддер-озера. Ими сложена почти вся северная половина участка.

Макроскопически роговообманковые сланцы представляют собой мелкозернистые породы, зеленовато-черные в почти чисто роговообманковых разновидностях (амфиболиты), темносерые и серые в полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых. Кристаллизационная сланцеватость, обусловленная вытянутостью кристаллов роговой обманки в одном направлении, всегда ясно выражена.

Роговообманковые сланцы можно разделить на следующие четыре группы:

1. Амфиболиты.
2. Плагиоклазово-роговообманковые сланцы.
3. Роговообманково-пироксеновые сланцы.
4. Роговообманково-кварцево-плагиоклазовые сланцы.

Структура амфиболитов порфиробластическая, порфиробласты представлены зеленой роговой обманкой. Основная ткань нематобластической структуры состоит из роговой обманки, цоизита, сфена, рудного минерала и альбита. Роговая обманка составляет 80—90% состава всей породы.

Плагиоклазо-роговообманковые сланцы от амфиболитов отличаются меньшим содержанием роговой обманки, составляющей 70—80% состава породы, содержанием олигоклаза и незначительных количеств биотита.

В амфиболитах и плагиоклазо-роговообманковых сланцах нередки участки бласто-пойкило-офитовой структуры и реликты миндалин. Это обстоятельство указывает, что амфиболиты и плагиоклазо-роговообманковые сланцы образовались за счет основных эффузивов.

Роговообманково-пироксеновые сланцы обладают нематобластической структурой основной ткани. В состав их входят: пироксен, роговая обманка, цоизит, альбит, сфен, рудный минерал, кварц и кальцит. Судя по минералогическому составу и по крупности зерен пироксена и скоплений цоизита, можно думать, что роговообманково-пироксеновые сланцы образовались за счет плагиоклазового пироксенита или меланократового габбро.

Роговообманково-кварцево-плагиоклазовые сланцы обладают грано-бластической основной тканью с участками диабластической структуры. Порода состоит из олигоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, сфена, рудного минерала, апатита и циркона. Наличие диабластической структуры в роговообманковых участках и широкое развитие процессов биотитизации роговой обманки свидетельствуют о процессах ороговикования.

Рассланцованные амфиболиты, плагиоклазо-роговообманковые и рого-

вообманково-пироксеновые сланцы чередуются друг с другом отдельными прослоями и участками, то резко отграниченными друг от друга, то связанными постепенными переходами. Роговообманково-плагиоклазовые сланцы, подвергшиеся частичному ороговикованию, связаны совершенно постепенными переходами с другими разновидностями роговообманковых сланцев, слагая краевые части участков последних, близкие к массиву рапакиви или к пегматитовым телам, генетически связанным с рапакиви.

Направления кристаллизационной сланцеватости сланцев даже на соседних участках, расположенных на расстоянии 20—25 м друг от друга, нередко отличаются на 30—40° при сохраняющемся вертикальном или близком к вертикальному падении.

Характерно, что постепенных переходов в простирании кристаллизационной сланцеватости не наблюдается, повсюду смена простирания пород происходит резко. В большинстве случаев контакты соседних участков с разными элементами залегания скрыты под наносами. В ряде мест наблюдаются также зоны рассланцевания, смятия, мелкие синклинали и антиклинали.

Весь участок роговообманковых сланцев представляет собой сложную мозаику отдельных мелких глыб, вероятно сброшенных и сдвинутых друг относительно друга и поэтому имеющих различно ориентированную кристаллизационную сланцеватость.

Параллельно кристаллизационной сланцеватости роговообманковые сланцы рассечены многочисленными жилами пегматитов и, реже, аплитов.

Контакт роговообманковых сланцев и огнейсованных гранитов скрыт под наносами. Однако имеющиеся данные позволяют сделать определенные заключения о его характере. Кроме наблюдений над тектоникой толщи роговообманковых сланцев, для понимания характера этого контакта большое значение имеют геофизические, главным образом, магнитометрические исследования. Повышенные магнитные аномалии над контактом огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев и общий ход кривых магнитного напряжения показывают, что к контакту приурочена полоса тектонически нарушенных пород, круто падающая на восток.

Интенсивные проявления тектонических нарушений в толще роговообманковых сланцев и наличие тектонической зоны в контакте роговообманковых сланцев и огнейсованных гранитов указывают на то, что роговообманковые сланцы тектонически налегают на огнейсованные граниты.

В контактах с рапакиви и в меньшей степени с пегматитами и аплитами роговообманковые сланцы ороговикованы.

По данным В. М. Тимофеева (6), по возрасту роговообманковые сланцы относятся, повидимому, к ятулию. А. А. Полканов (5) указывает, что вопрос о возрасте этих пород совершенно неясен и пока с одинаковым правом может быть отнесен к любому периоду времени от ботния до карельской формации.

Метаперидотиты

Метаперидотиты встречены в восточной части описываемого участка, вблизи Соддер-озера. Выходы метаперидотитов образуют полосы шириной до 20 м, длиной, возможно, до ½ км.

Макроскопически метаперидотиты представляют собой среднезернистые темнозеленые с синеватым оттенком породы, состоящие из различно ориентированных шестоватых кристаллов тремолита. Часто порода рассечена системой тонких изгибающихся жилок магнетита, то параллельных между собой, то пересекающихся под углом, близким к прямому; содержит также мелкие пятна магнетита.

Структура породы, главным образом, нематобластическая, местами реликтовая гипидиоморфнозернистая. В состав породы входят следующие минералы: тремолит, диопсид, серпентин, оливин, магнетит, шпинель, тальк, хлорит.

Наличие участков реликтовой гипидиоморфнозернистой структуры, а также псевдоморфоз по оливину и участков неизмененных оливина и пироксена дают основание утверждать, что мы имеем дело с измененными перидотитами.

В метаперидотитах наблюдаются многочисленные мелкие зоны смятия, в которых продукты разрушения минералов, входивших в состав породы, превращены в магнетит и хлорит. В тех случаях, когда эти зоны образуют две взаимноперпендикулярные системы, порода приобретает брекчиевидный характер.

Метаперидотиты залегают в роговообманковых сланцах в виде двух пластовых даек или послойных интрузий. Последующие процессы метаморфизма изменили весь комплекс основных эффузивных и, вероятно, переслаивавшихся с ними туфогенных и секущих (?) те и другие жильных или гипабиссальных перидотитов. Интенсивное проявление регионального метаморфизма привело к тому, что слабое контактное воздействие перидотитов на породы эффузивно-туфовой толщи, если оно и имело место, сейчас совершенно затушевано, и в ряде обнажений мы не можем установить резкого контакта между роговообманковыми сланцами и метаперидотитами.

Рапакиви

Рапакиви занимает всю южную часть описываемого участка.

Макроскопически гранит рапакиви представляет собой кирпичнокрасную крупнозернистую породу, в которой простым глазом легко различить кристаллы красного полевого шпата, дымчатого идиоморфного кварца и

реже — бесцветные ксеноморфные кристаллы кварца второй генерации и чешуйки биотита.

Структура гипидиоморфнозернистая. В состав породы входят следующие минералы: микроклин, плагиоклаз зональный от № 24 в ядре до № 4 с краев зерен, кварц, биотит, циркон, апатит, ширит, хлорит, эшидот. Иногда присутствуют также флюорит и монацит.

Эндоконтактовые изменения рапакиви наблюдаются как около огнейсованных гранитов, так и около роговообманковых сланцев. Они проявляются лишь в непосредственной близости к вмещающим породам в наблюдаемых обнажениях, не далее 1 м от них, и выражаются в смене обычных крупнозернистых и равномернозернистых рапакиви порфировидными гранитами с различной крупности зерна основной массой. Местами образуются также небольшие гнезда размером в несколько сантиметров в поперечнике, сложенные аплитом. Все эти породы связаны быстрыми, но постепенными переходами.

В контакте с рапакиви роговообманковые сланцы превращены в различные роговики, контакт-метаморфического и контакт-метасоматического характера. Ширина зон ороговикования, в зависимости от положения поверхности контакта, изменяется от десятков метров до 500—600 м.

Жильные фации рапакиви

Жильные породы, генетически связанные с гранитом рапакиви, представлены аплитами и пегматитами.

Аплиты

Аплиты образуют тонкие жилы, не более 0.5 м мощности, секущие роговообманковые сланцы параллельно или слегка вкось к их кристаллизационной сланцеватости и располагающиеся в них не далее 20—25 м от контакта массива рапакиви. На несомненную связь этих жильных пород с рапакиви указывает их полная тождественность с теми аплитами, которые присутствуют в эндоконтактовых зонах массива рапакиви и связаны с последним постепенными переходами через порфировидные граниты.

В некоторых аплитовых жилах наблюдается своеобразное такситовое сложение. Эллипсоидальные участки, сложенные аплитом, быстро и резко сменяются, с одной стороны, чисто кварцевыми (β-кварц), с другой — гранитными участками. При уменьшении в породе количества полевого шпата степень идиоморфизма кварца все более и более возрастает и кристаллы последнего принимают формы, типичные для β-кварца.

Повидимому, подобное такситовое сложение стоит в связи с ликвацией жидкого магматического расплава при его застывании.

Пегматиты

На описываемом участке наибольшее количество обнажений пегматитов расположено на левом берегу р. Шуи, в месте контакта огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев. Выходы образуют обычно гряды, вытянутые в разных направлениях, длиной до 100 м, шириной до 35—50 м, или небольшие всегда сглаженные площадки. В северо-восточной части участка выходы пегматитов встречаются значительно реже, сохраняя тот же морфологический характер. Крупных естественных выходов пегматитов среди роговообманковых сланцев было встречено свыше 20. Кроме того на той же площади пегматиты были вскрыты более чем десятью горными выработками — шурфами и канавами, заданными как между уже известными выходами пегматитов, так и в поле роговообманковых сланцев.

Пегматиты залегают в виде маломощных (не более 6 м мощности) жил в огнейсованных гранитах, жил, мощностью до 40 м, длиной до 300 м и неправильной формы тел размером в сечении до 100×200 м в роговообманковых сланцах. Большинство жил и неправильной формы тел приурочено к тектоническим зонам как в толще сланцев, так и к тектоническому контакту между сланцами и огнейсованными гранитами. Остальные пегматитовые тела являются преимущественно пластовыми в роговообманковых сланцах.

Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами всегда резкие, обычно, особенно с роговообманковыми сланцами, представляют собой почти совершенные плоскости.

На несомненную связь рапакиви и пегматитов указывает наличие в последних, особенно в маломощных жилах, гнезд аплита, связанных постепенными переходами с пегматитами, совершенно тождественных аплитам эндоконтактовых частей массива рапакиви.

Как в огнейсованных гранитах, так и в роговообманковых сланцах пегматитовые тела находятся на небольших расстояниях от массива рапакиви, располагаясь в большинстве случаев радиально по отношению к последнему.

Среди пегматитов выделяются четыре разновидности, характеризуемые различными текстурами и геологическими соотношениями.

Мелкозернистые розовые пегматиты состоят из кристаллов размером в поперечнике 2—3 см и пользуются широким распространением в огнейсованных гранитах и роговообманковых сланцах.

Среднезернистые розовые пегматиты состоят из кристаллов, размером в поперечнике 25—30 см. По сравнению с мелкозернистыми пегматитами минералогически значительно более богаты.

Залегают среди роговообманковых сланцев, превращая последние в гранатовые роговики. Нередко также секут мелкозернистые пегматиты

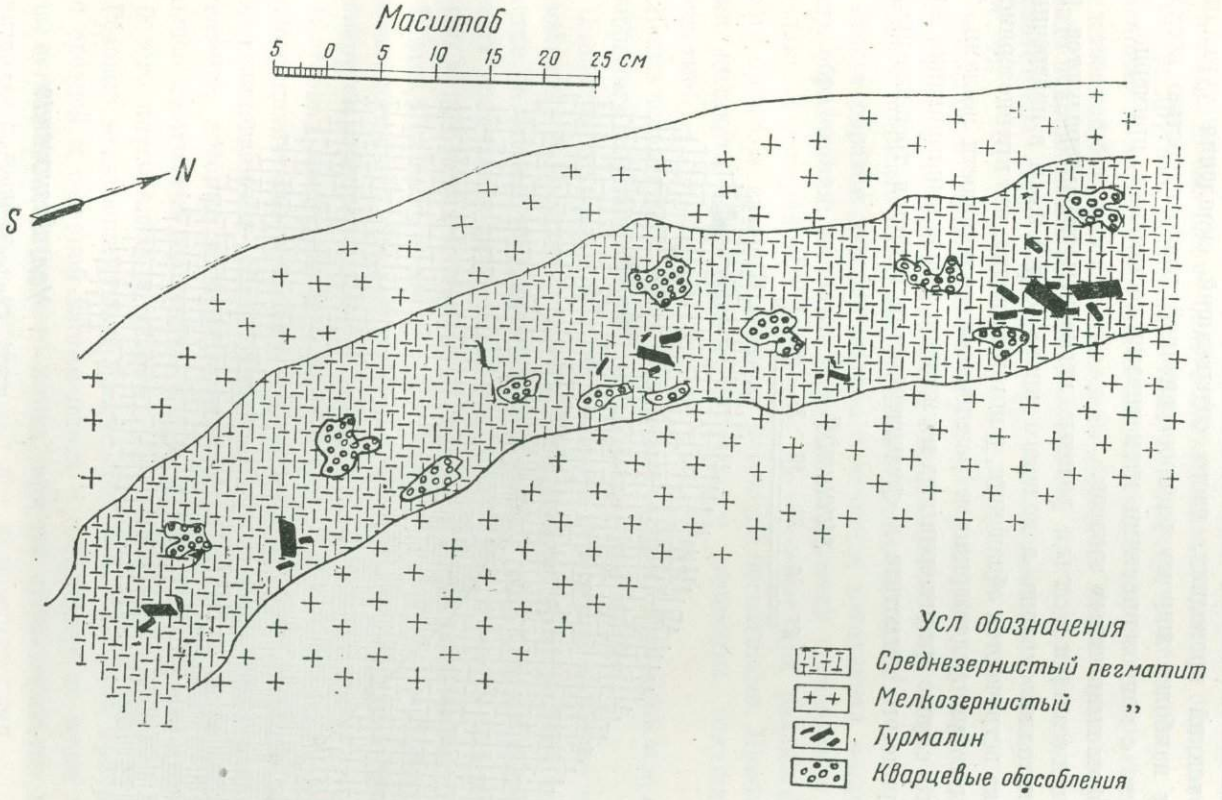


Рис. 2. Среднезернистые розовые пегматиты, секущие мелкозернистые

различными по мощности жилами в разных направлениях (рис. 2). Обычно после выклинивания таких жил во вмещающих мелкозернистых пегматитах остается тонкий проводник, часто содержащий скопления турмалина. Являются наиболее широко распространенной разновидностью пегматитов. Вместе с мелкозернистыми пегматитами составляют, примерно, 95% общей цифры выявленных запасов.

Крупнозернистые розовые пегматиты характеризуются размером кристаллов кварца и полевого шпата более 0.5 м в поперечнике.

Изредка встречаются обнажения, в которых видно, что крупнозернистые пегматиты секут среднезернистые различными по мощности жилами. Так же, как и в случае среднезернистых пегматитов, после выклинивания жилы крупнозернистого пегматита в среднезернистом остается трещина-провод-

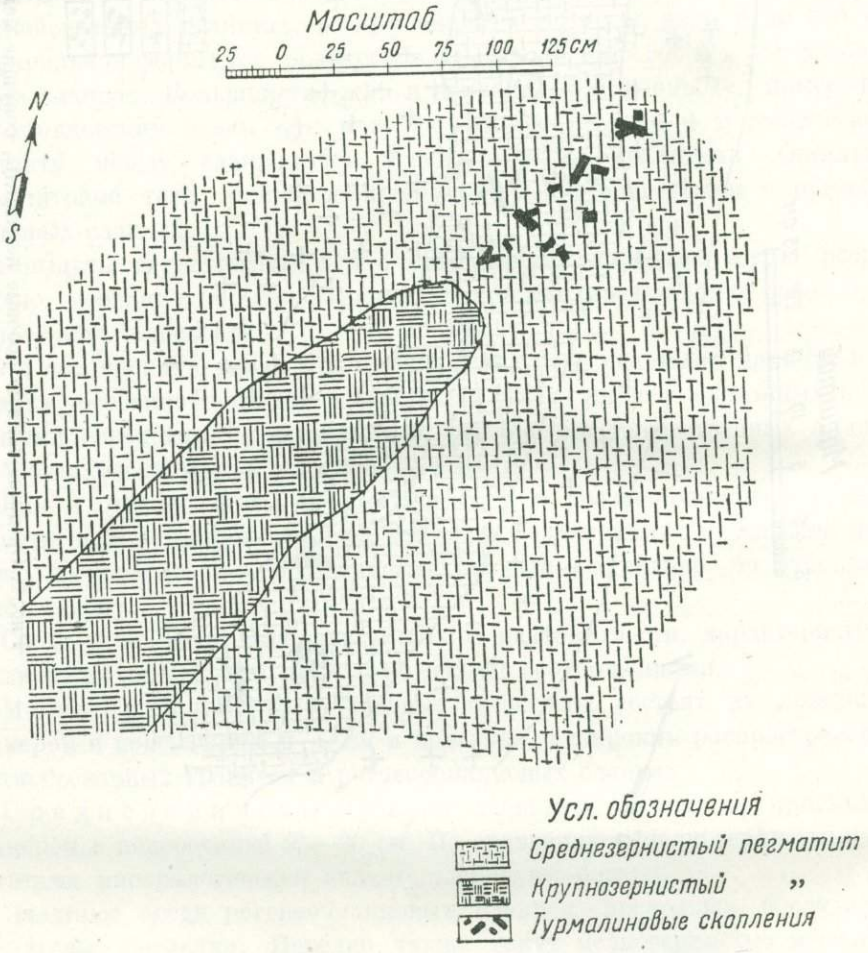


Рис. 3. Крупнозернистый пегматит в среднезернистом

ник, вдоль которой среднезернистые пегматиты содержат крупные скопления турмалина (рис. 3).

Б е л ы е пегматиты характеризуются размером кристаллов в поперечнике в 10—25 см. Кроме белого плагиоклаза и кварца, содержат, по сравнению с другими разновидностями пегматитов, максимальное количество зеленоватого мусковита, турмалина, апатита и пирротина, особенно в непосредственной близости к вмещающим породам. Белые пегматиты залегают в виде неправильных различной мощности жил в краевых частях крупных пегматитовых тел, образуя как бы зальбанды розовых пегматитов (рис. 4).

Вмещающие белые пегматиты роговообманковые сланцы сильно мусковитизированы, содержат гранат и вкрапленность пирротина. В непосредственном контакте наблюдается также турмалинизация.

Таким образом для пегматитов намечается следующая последовательность образования: наиболее ранними по времени образования являются розовые мелкозернистые пегматиты, рассеченные при развитии пегматитового процесса среднезернистыми розовыми пегматитами. Наиболее молодыми являются крупнозернистые розовые пегматиты, секущие среднезернистые.

Белые пегматиты, слагающие краевые части пегматитовых тел, являются, повидимому, самыми ранними по времени образования.

Наиболее крупное и в промышленном отношении наиболее интересное пегматитовое тело залегает в северо-западной части изображенного на рис. 2 участка, в полосе тектонически нарушенных пород, в контакте огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев. В длину оно прослежено на 900 м при видимой ширине от 100 до 450 м и имеет форму штока.

В западной части этого штока шурфом № 68 вскрыты крупнозернистые розовые пегматиты. Второй участок подобных же пегматитов был встречен к северу от первого.

Восточная часть штока сложена белыми пегматитами, содержащими большое количество мусковита и турмалина. В южной части, в контакте с ороговикованными роговообманковыми сланцами расположены белые пегматиты, которые в непосредственной близости к контакту содержат большое количество мусковита, а в 3—4 м от него состоят почти нацело из белого плагиоклаза и кварца.

Розовые мелкозернистые и среднезернистые пегматиты приурочены ко всей средней и северной частям штока и составляют не менее 90% всей массы пегматита описываемого штока, при чем среднезернистые пегматиты количественно несколько преобладают над мелкозернистыми.

Мощные пегматитовые жилы и неправильной формы тела, залегающие в ротовообманковых сланцах и расположенные вблизи Соддер-озера, сложены, главным образом, розовым среднезернистым пегматитом.

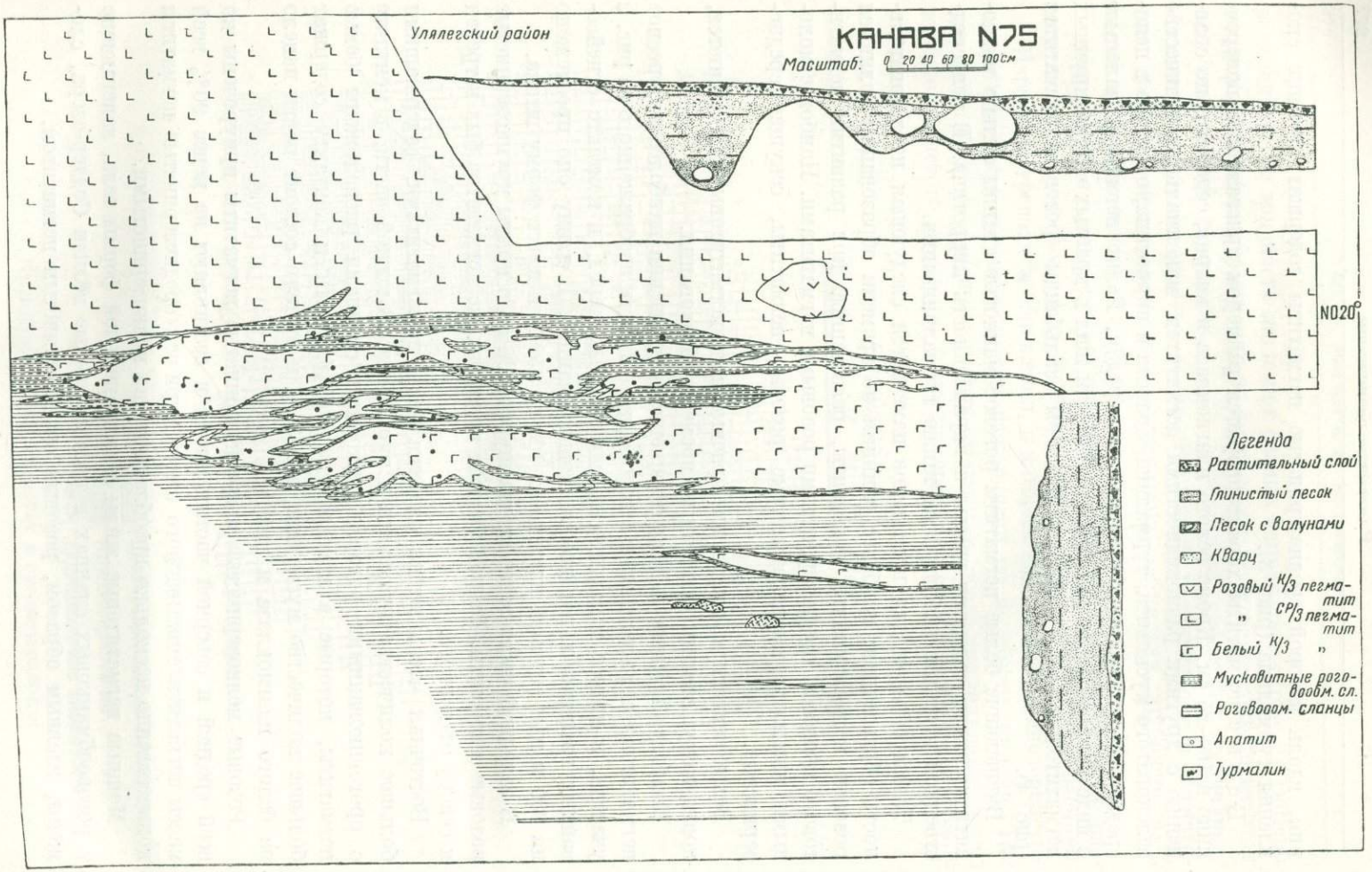


Рис. 4. Жилы белых пегматитов в роговообманковых сланцах

Среди огнейсованных гранитов встречаются только мелкозернистые розовые пегматиты.

Для всех разновидностей пегматитов почти во всех пегматитовых телах характерно наличие небольших участков пегматитов графической структуры с различной крупностью зерна. Как правило, кроме полевого шпата и кварца, других минералов в этих участках не содержится. Кроме того, в телах, сложенных мелкозернистыми и среднезернистыми розовыми и бёлыми пегматитами, имеются участки, состоящие исключительно из мелких кристаллов полевых шпатов. Такие графические и полевошпатовые участки являются ценным материалом, дающим повышенный выход керамического сырья.

Громадные размеры массива рапакиви, соединяющегося с Тулом-озерским и Питкарантским массивами, однообразие пород массива и жильных фаций, малая мощность эндоконтактовой зоны и широкое развитие разнообразных пегматитов указывают на глубинный характер интрузии рапакиви.

В Улялегском районе породы комплекса рапакиви являются наиболее молодыми геологическими образованиями. Полная тождественность с соответствующими породами Финляндии позволяет отнести интрузию рапакиви к иотнийскому времени.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Розовые мелкозернистые пегматиты

Макроскопически розовые мелкозернистые пегматиты представляют собой породы с крупностью зерна до 2—3 см в поперечнике.

Полевой шпат обычно представлен плагиоклазом с четко выраженной полисинтетической штриховкой.

Кварц обычно светлосерый, образует неправильной формы мелкие агрегаты из двух-трех ксеноморфных зерен, обычно располагающихся между зернами полевого шпата. В этом случае наблюдается гипидиоморфная структура, с ясно выраженным идиоморфизмом полевого шпата (рис. 5). В участках, имеющих графическую структуру, кварц тоже светлосерого цвета, но кварцевые зерна имеют форму иероглифов размером 2—3 мм и закономерно прорастают кристаллы полевого шпата.

Мусковит присутствует в незначительном количестве в виде мелких чешуек, редко пластинок площадью до 1 см^2. Чешуйки мусковита обычно встречаются непосредственно в полевом шпате и в мелких агрегатах ксеноморфных зерен кварца. Значительно реже скопляются в графических вростках кварца. Изредка встречаются мелкие кристаллы розового граната.

Структура ортотектитовая. Минералогический состав следующий.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и редко олигоклазом.

В шлифе № 2а на федоровском столике:

g15°; + 2V = 86°; Ng < 1.54

B_{1-2} m 76°; № 8 образует двойники по альбитовому закону.

p88°.

В шлифе № 7 в сеч. ⊥ MP < Np′ : (010) = 7°, № 10.

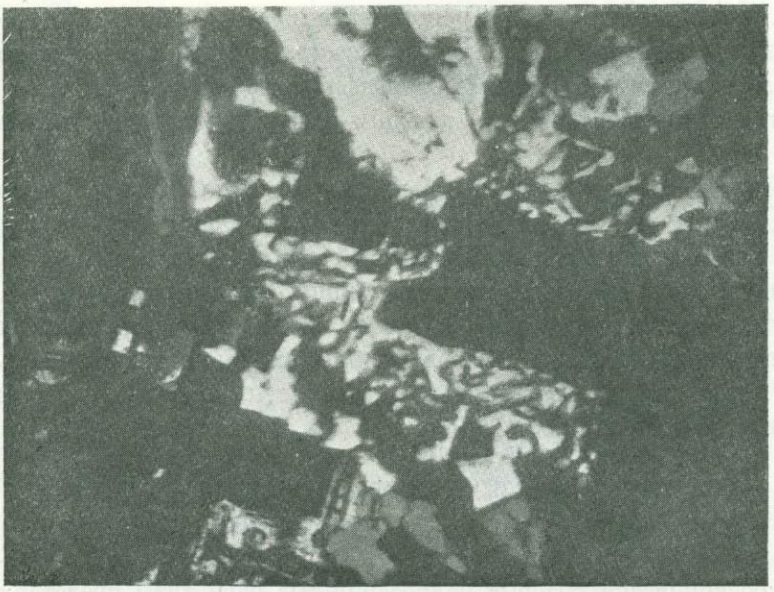


Рис. 5. Гипидиоморфная структура в мелкозернистом пегматите

Только в шлифе № 11t встречен зональный плагиоклаз, основное ядро которого имеет Ng > 1.54 и следующие координаты спайности:

g90°

B_{1-2} (010)m 4°, что дает № 16

p87°.

Часто встречающаяся плохо выраженная огранка обычно обусловлена наличием вростков кварца в краевой части зерен.

В большинстве зерен плагиоклаза наблюдаются островки решетчатого микроклина, представляющие собой типичные антипертиты.

Почти все зерна плагиоклаза катаклазированы. Иногда катаклаз проявляется лишь в волнистом угасании полисинтетических двойников плагиоклаза. Нередко наблюдается более интенсивное проявление катаклаза, заключающееся в изогнутии полисинтетических двойников и раздробленности зерен (рис. 6). Образовавшиеся трещины были залечены кварцем и, реже, решетчатым микроклином и мусковитом.

Часто плагиоклаз пелитизирован и серицитизирован.

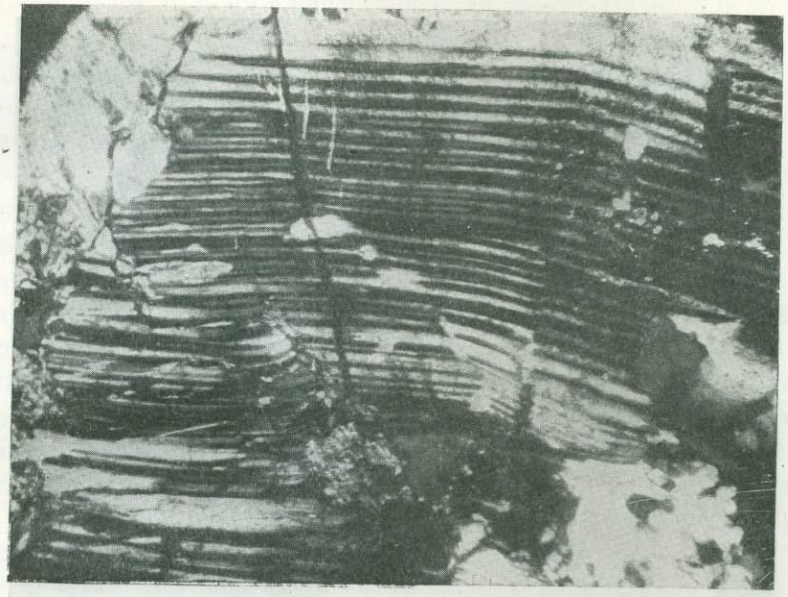


Рис. 6. Катаклазированный плагиоклаз

К в а р ц двух разновидностей — в виде ксеноморфных зерен и графических вростков. Ксеноморфные зерна располагаются в краевых частях плагиоклазовых зерен. Обычно представляют собой изометрические зерна с ровными краями, имеют волнистое угасание. Иногда кварцевые зерна образуют агрегат, состоящий из изометричных зерен, сцементированных неправильной формы зернами разнообразного размера. Нередко в этих агрегатах содержатся изъеденные кварцем зерна серицитизированного альбитолигоклаза.

Графические вростки кварца в плагиоклазе имеют менее совершенную форму, чем в микроклине. В плагиоклазе графические вростки часто имеют различную ориентировку, тогда как в микроклине они всегда ориентированы одинаково.

М и к р о к л и н присутствует, как правило, в очень небольшом количестве — в плагиоклазе в форме антипертита и реже образует зерна микроклинпертита размером до 1 см в поперечнике; пертит в этих случаях обычно полосчатый. Микроклин типично решетчатый с графическими вростками кварца. При увеличении количества микроклина степень идиоморфизма плагиоклаза уменьшается.

М у с к о в и т присутствует в небольшом количестве в виде мелких пластинок и чешуек в плагиоклазе около кварцевых агрегатов или непосредственно среди кварцевых зерен. Нередко наблюдается деформация пластинок мусковита вследствие перенесенного катаклаза (рис. 7).

Рис. 7. Катаклаз мусковита

Гранат, апатит, турмалин, биотит и рудные минералы являются акцессорными. Присутствуют в ничтожных количествах. Зерна граната, апатита и турмалина идиоморфны. Биотит присутствует в виде мелких пластинок, частично хлоритизированных.

Среди мелкозернистых розовых пегматитов встречаются участки, сложенные пегматит-аплитом. Пегматит-аплит представляет собой мелкозернистую розовую породу, состоящую из изометрических зерен розового полевого шпата и серого кварца. Иногда в небольшом количестве в виде мелких чешуек присутствует мусковит.

От нормальных аплитов он отличается несколько большей крупностью зерна, а от пегматитов — аплитовой структурой.

Структура пегматит-аплита аллотриоморфная. Минералогический состав следующий: кварц в крупных изометричных зернах с волнистым угасанием, микроклин-пертит нерешетчатый в виде крупных неправильной формы, сильно пелитизированных зерен; плагиоклаз ряда олигоклаза в небольшом количестве в виде изометричных зерен. Иногда встречаются чешуйки мусковита. Акцессорным минералом является циркон.

Среднезернистые розовые пегматиты

Среднезернистые розовые пегматиты пользуются наибольшим распространением. Макроскопически они характеризуются размерами кристал-

лов полевого шпата от 10 см в поперечнике до 25—30. Полевой шпат представлен микролин-пертитом и в меньшей степени плагиоклазом. Серый и светлосерый кварц образует неправильные вростки и агрегаты причудливой формы. Размеры кварцевых скоплений разнообразны, но наиболее часто площади их равны 15—25 см^2. Нередко кварцевые участки содержат реликты полевого шпата. В некоторых разностях, имевших апографическую структуру, вростки кварца равномерно распределены в полевошпатовых кристаллах и имеют форму, приближающуюся к квадратной. Размеры кварцевых вростков до 0.5—1 см в поперечнике. Среди такого типа кварцевых вростков встречаются графические прорастания. Белый кварц другой разновидности образует сахаровидные скопления.

Мусковит встречается в чешуйках и пластинках, размеры которых не превышают 4×5 см. Часть мусковита в виде пластинок и чешуек довольно равномерно распределена по всей массе пегматитовых образований, приурочиваясь, главным образом, к кварцевым агрегатам. Характер распределения другой части мусковита стоит ближе к жильному, так как мусковит совместно с кварцем заполняет трещинки, секущие более крупные кристаллы полевого шпата и скопления кварца.

Мусковит обычно светлобурый с зеленоватым оттенком. Пятнистый, изрезанный на полоски, иногда образует срастания с биотитом. Наиболее крупные пластинки мусковита, размером до 4×5 см, не являются промышленными, так как не образуют крупных скоплений.

Иногда (например в образцах 8g, 8l, 9l и 11n) наблюдаются скопления зеленовато-синих хорошо образованных кристаллов апатита, в которых изредка наблюдаются включения турмалина (обр. 8g).

Кристаллы апатита располагаются в полевом шпате, кварце и мусковите. В образце 9f (рис. 8) наблюдается графическое прорастание апатита с кварцем.

Турмалин пользуется более широким распространением, чем апатит. В образцах (рис. 9) наблюдаются кристаллы длиною до 10 — 15 см, располагающиеся в кварцевых образованиях и обычно находящиеся в прорастании с кварцевыми зернами. Иногда встречаются и мелкие зерна турмалина, заключенные в кварцевые агрегаты. Изредка встречаются графические прорастания кварца и турмалина.

Под микроскопом структуры главным образом апографические, включающие участки графической структуры, структуры разъедания и замещения.

В среднезернистых розовых пегматитах, в противоположность мелкозернистым, наблюдается количественное преобладание решетчатого микроклина над плагиоклазом.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Присутствует в виде самостоятельных аллотриоморфных зерен и включений в микроклине. В подчиненном количестве сильно катаклазирован (рис. 10).

Микроклин-пертит образует крупные зерна, содержащие включения ксеноморфных зерен кварца, довольно часто наблюдаются также криптографические прорастания кварцем. Пертит полосчатый и пятнистый. Наблюдаются гранофировые прорастания микроклина и плагиоклаза (рис. 11).

Кварц нескольких генераций. Криптографические вростки, графические вростки различной зернистости, апографические агрегаты ксеноморфных зерен, кварц, связанный с процессами мусковитизации, и кварц, залечивающий трещинки в плагиоклазе, микроклине и в кварцевых зернах.

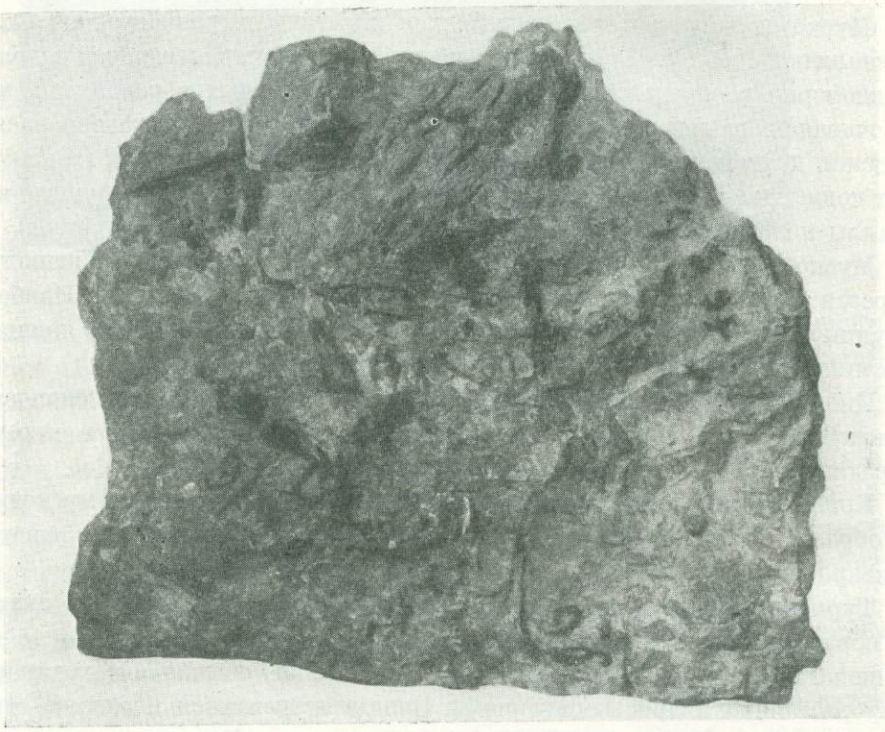


Рис. 8. Прорастание апатита с кварцем.

Мусковит в виде небольших пластинок выполняет трещинки в микроклине и плагиоклазе вместе с кварцевыми новообразованиями. Часто пластинки мусковита приурочены к кварцевым агрегатам.

Турмалин образует неправильной формы срастания с кварцем.

Биотит присутствует в небольшом количестве в виде мелких чешуек. Частично хлоритизирован.

Еще меньшим распространением пользуются рудные минералы, которые

Рис. 9. Турмалин в среднезернистом пегматите

обнаружены только микроскопически и присутствуют в виде мелких зерен.

В результате перенесенного пегматитами катаклаза, микроклин, плагиоклаз, кварц и турмалин разбиты сетью трещинок, залеченных кварцем. Катаклаз мусковитовых пластинок выражается в изогнутии их. Разрывы в пластинках также залечены кварцем.

В среднезернистых разностях наиболее полно прослеживаются процессы гидролиза полевых шпатов, явления замещения и перекристаллизации, на которых мы останавливаемся подробнее в специальной главе.

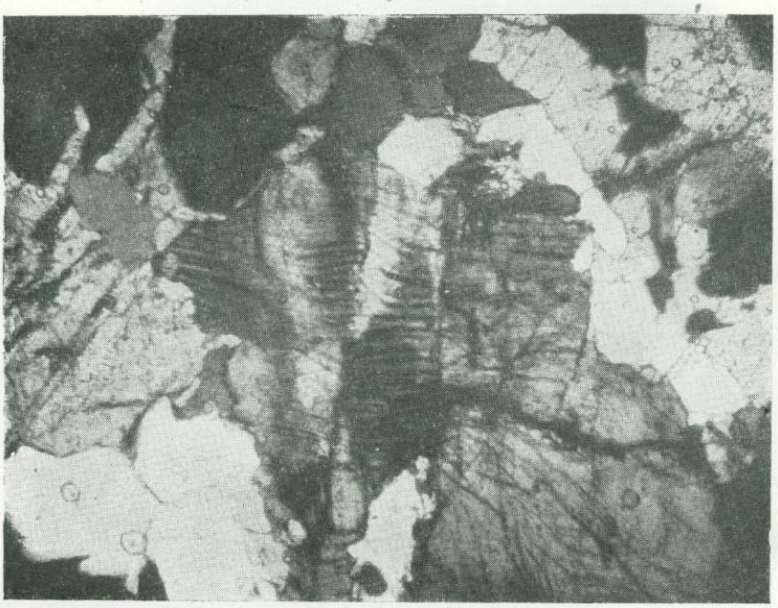


Рис. 10. Катаклазированный плагиоклаз

Крупнозернистые розовые пегматиты

Крупнозернистые розовые пегматиты характеризуются наличием крупных блоков полевого шпата, размером не менее 0.5 м и крупных образований кварца, нередко свыше 1 м в поперечнике.

Розовый полевой шпат иногда с хорошо образованными гранями представлен микроклином. Характерно, что микроклин мало затронут процессом альбитизации — лишь изредка наблюдается пятнистая структура пертита. В этих случаях микроклин пелитизирован и разбит различно ориентированными трещинками, выполненными кварцем и чешуйками мусковита.

Структура пегматоидная. Обычно в шлифе наблюдается чистое зерно решетчатого или монокристаллического микроклина с криптовростками кварца.

К в а р ц образует ветвящиеся жилы, секущие блоки полевого шпата и неправильной формы агрегаты, расположенные в кристаллах полевого шпата. В тех и других различается кварц двух генераций — светлосерый и темносерый. Зерна темносерого кварца обладают более резко выраженным идиоморфизмом, чем светлосерого, и сцементированы последним. Кроме этих образований большим развитием пользуются графические вростки кварца различной зернистости.

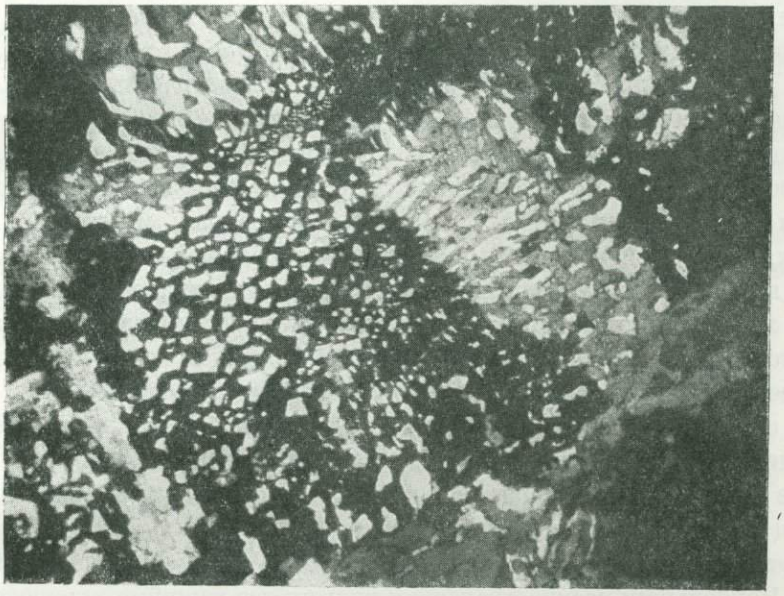


Рис. 11. Гранофировое прорастание зерен микроклина и плагиоклаза кварцем

В крупнозернистых разностях лишь изредка и в очень небольших количествах встречаются чешуйки и мелкие пластинки мусковита, приуроченные к кварцевым скоплениям, имеющим форму ветвящихся жил и агрегатов. Кристаллы турмалина пользуются большим распространением, встречаются кристаллы размером в 20 см по длинной оси и 10 см в поперечнике. Мелкие зерна апатита обнаруживаются лишь под микроскопом. Скопляются в полевом шпате и в турмалине в небольшом количестве.

Явления катаклаза наблюдаются и в крупнозернистых разностях. Микроклин разбит трещинками, выполненными кварцем или кварцем вместе с мусковитом. Встречающиеся пластинки мусковита перемяты и изрезаны, кристаллы турмалина разбиты сетью тонких кварцевых жилок, иногда с чешуйками слюды.

Белые пегматиты

Белые пегматиты представлены кристаллами различной зернистости. Характерной особенностью, отличающей их от мелкозернистых и среднезернистых разностей розовых пегматитов, являются белая окраска, значительно большее обогащение пластинками и чешуйками мусковита и биотита, кристаллами турмалина, апатита и граната.

Полевой шпат представлен, главным образом, белым плагиоклазом с полисинтетической штриховкой и значительно реже решетчатым и монокристаллическим микроклином. Размеры зерен полевого шпата разнообразны, но неправильны, 10—15 см в поперечнике. Полевой шпат включает агрегаты и графические вростки кварца.

Под микроскопом структуры графические и апографические со всеми переходами. Минералогический состав следующий.

Плагиоклаз представлен полисинтетическим олигоклазом, серицитизированным. Часто наблюдаются явления разъедания плагиоклаза кварцем и гидратизация плагиоклаза с образованием мусковита. В тех случаях, когда присутствует микроклин, плагиоклаз становится зональным, и в нем появляются мирмикитовые вростки кварца.

Кварц трех генераций: 1) графические вростки кварца различной зернистости, 2) ксеноморфные зерна серого кварца и 3) зерна кварца, разъедающие плагиоклаз, связанные с образованием мусковита.

Мусковит в белых пегматитах пользуется более широким распространением, чем в других разностях. Здесь наблюдаются кварцево-мусковитовые образования в виде ветвящихся жил, секущих полевой шпат и кварц более ранней генерации.

Пластины мусковита не превышают 25 $см^2$ при толщине кристаллов 0.5 см. Наибольшим распространением пользуются чешуйки, площадь которых не превышает 1 $см^2$. Часто образует графические прорастания с кварцем.

Биотит часто присутствует в количествах бóльших, чем в других разновидностях пегматитов. Возможно, что белая окраска этой разновидности пегматитов стоит в связи с относительно большим развитием биотита, на образование которого пошла та масса железа, которая обусловила розовую окраску других разновидностей пегматита.

Гранат — часто в графических прорастаниях с кварцем.

Турмалин и апатит — в виде хорошо образованных кристаллов.

В белых пегматитах изредка встречаются участки, содержащие скопления рудных минералов, главным образом пирротина, различимые и простым глазом.

Таким образом видно, что классификация пегматитов по текстурным признакам и геологическим соотношениям находит себе подтверждение

и в минералогическом составе и структурах пегматитов. Мелкозернистые розовые пегматиты являются существенно плагиоклазовыми и характеризуются ортотектитовой структурой. Средне- и крупнозернистые розовые пегматиты являются существенно микроклиновыми. Для первых наиболее характерными являются, главным образом, апографические структуры, для вторых — пегматоидные. Белые пегматиты являются существенно плагиоклазовыми, характеризуются графическими и апографическими структурами.

Петрографическое изучение различных типов пегматитовых образований показало, что наибольший интерес для керамической промышленности представляют средне- и крупнозернистые розовые пегматиты как существенно микроклиновые, содержащие сравнительно небольшое количество вредных примесей.

Промышленно интересными являются также розовые мелкозернистые пегматиты, так как кислые плагиоклазы постепенно находят себе применение в керамической промышленности. Ничтожное содержание вредных для керамики примесей, повидимому, не помешает использованию этого материала в керамическом производстве.

Белые пегматиты, как существенно плагиоклазовые, содержащие большое количество вредных для керамического производства минералов, едва ли смогут служить сырьем для последнего.

СТРУКТУРЫ ПЕГМАТИТОВ

В улялегских пегматитах наблюдаются следующие структуры:

1. Ортотектитовые.
2. Графические — первичная и вторичная.
3. Криптографическая.
4. Апографические (переходные структуры).
5. Структуры разъедания и замещения и
6. Пегматоидная.

1. Ортотектитовые структуры

Ортотектитовые структуры пользуются широким распространением в мелкозернистых розовых пегматитах.

Эти структуры характеризуются слабо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза, количественно преобладающего над кварцем, при слабо выраженных гранях, форма которых нарушена вростками кварца. Ксеноморфные зерна кварца образуют мелкие агрегаты по два-три зерна. Слюда представлена мелкими чешуйками и пластинками мусковита и биотита.

По морфологии и генезису ортотектитовые структуры близки к гранитовым, так как образуются при кристаллизации эпимагматического расплава.

Нередко наблюдаются идиоморфные кристаллы полевого шпата орто-

тектитовой структуры, заключенные среди графических образований. Эти соотношения показывают, что первоначально шло образование ортотектитовой структуры пегматита, сменявшейся, при понижении температуры, графическими структурами.

2. Графические структуры

Графические структуры (собственно пегматитовые структуры) пользуются наиболее широким распространением во всех разностях пегматита. Они прекрасно характеризуются закономерным прорастанием полевого

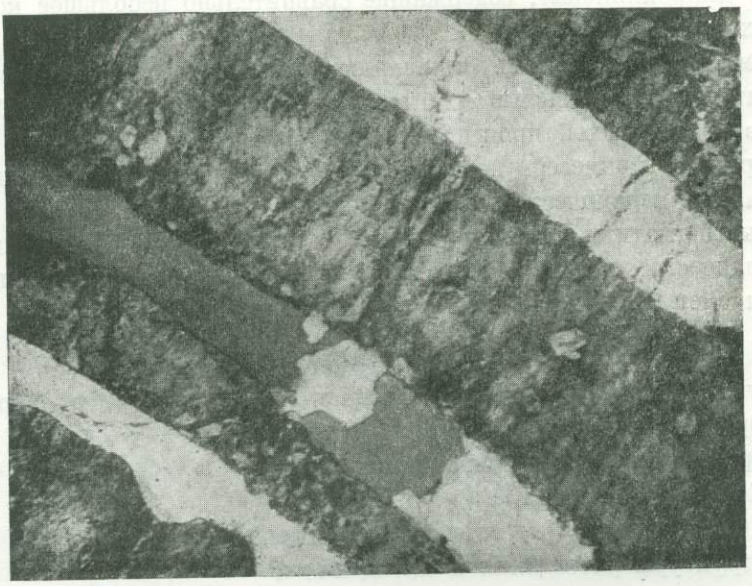


Рис. 12. Ихтиоглипты кварца в микроклинпертите

шпата кварцем, вростки которого в определенных сечениях имеют форму иероглифов.

По крупности вростков кварца могут быть различаемы:

а) микровростковые графические структуры — кварц образует едва различимые простым глазом вростки, во всяком случае не крупнее 1 мм в поперечнике, одинаково часто как в микроклине, так и в плагиоклизе, причем в последнем иероглифы имеют менее совершенную форму,

б) средневростковые графические структуры, в которых размер вростков кварца варьирует от 1 мм до 1 см в поперечнике, при длине ихтиоглиптов около 2 см (рис. 12),

в) крупновростковые графические структуры, в которых размер вростков кварца в поперечнике превышает 1 см.

Крупновростковые графические структуры наиболее часты в среднезернистых розовых пегматитах, но обычно все графические структуры в том или ином количестве встречаются во всех разновидностях пегматитов.

Графические структурные соотношения между кварцем и полевым шпатом возникают при одновременной кристаллизации расплава в определенных внешних, например температурных, условиях. Одновременная кристаллизация при иных условиях не приводит к графической структуре.

При этих определенных условиях взаимодействие кристаллических решеток кварца и полевого шпата может привести к образованию равновесных граней, устойчивых для обоих закономерно срастающихся мине-

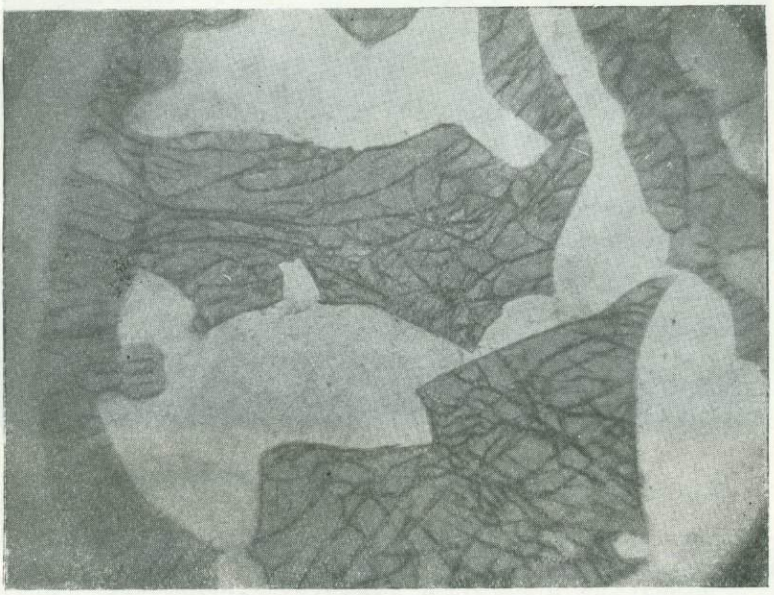


Рис. 13. Графическое прорастание граната кварцем

ральных видов, благодаря чему и становятся возможными фигурные прорастания с вогнутыми углами.

Кроме таких первичных графических прорастаний кварца и полевого шпата, наблюдаются графические срастания других минералов.

Гранат — кварц (обр. № 11, рис. 13). Гранат и кварц имеют прекрасно выраженное срастание. Размеры вростков граната и кварца одинаковые, 1—2 мм в поперечнике, вследствие чего невозможно установить количественное преобладание того или иного минерала. Рисунок иероглифов выражен четко; характерно, что кварцевые вростки ориентированы одинаково. Повсеместно наблюдающееся волнистое угасание кварцевых вростков является, повидимому, результатом действовавших в минерале кристаллизационных напряжений.

Турмалин — кварц весьма часто образуют средневростковые прорастания. Турмалин смоляночерного цвета, кварц светлый. Количественно турмалин несколько преобладает над кварцем (рис. 14).

Микроклин — турмалин — количественно преобладает микроклин. Форма вростков турмалина имеет грубый рисунок иероглифов.

Рис. 14. Прорастание турмалина кварцем

Апатит—кварц — в изредка встречающихся срастаниях кристаллы апатита содержат мелкие вростки кварца.

Кварц — мусковит часто образуют более или менее закономерные срастания. Обычно в этих случаях в результате гидролиза полевых шпатов наблюдается замещение плагиоклаза мусковитом с новообразованием кварца. В этих условиях одновременного образования мусковита и кварца последние иногда образуют друг с другом графические прорастания. Таким образом устанавливается факт вторичного характера графических срастаний кварц — мусковит, являющихся результатом замещения первичных минералов породы.

К того же типа вторичным графическим структурам относятся мирмекиты, пертиты, антипертиты и криптографические образования. Повидимому, к вторичным же графическим структурам следует относить и перечисленные выше срастания: гранат — кварц, турмалин — кварц, микроклин — турмалин, апатит — кварц. Убедительным основанием для такого предположения является тот факт, что во всех перечисленных случаях

по крайней мере один из срастающихся минералов является шевматолитовым.

Различие первичных и вторичных графических структур заключается исключительно в генезисе их. Первые образуются непосредственно из пегматитового расплава при одновременной кристаллизации его. Вторые

Рис. 15. Микроклин с криптографическими врастками кварца

носят вторичный характер, образуясь при позднейшей перегруппировке продуктов раскристаллизации изоморфных построек и по генезису должны быть отнесены к структурам замещения и разъедания.

3. Криптографическая структура

Криптографическая структура (рис. 15) характеризуется микроскопическими веретенообразными врастками кварца, размером максимум до 0.1 мм, располагающимися в микроклине.

Структура обнаруживается исключительно при микроскопическом исследовании.

Криптографическая структура встречается в крупнозернистых и, реже, в среднезернистых розовых пегматитах.

Криптографическая структура образуется при раскристаллизации полевого шпата в твердом состоянии.

4. Апографические структуры

Апографические структуры, впервые установленные Д. С. Коржинским для мамских пегматитов, пользуются широким распространением и в улялегских пегматитах, особенно в среднезернистых разностях. Апографические структуры характеризуются наличием в зернах плагиоклаза и микроклина вростков кварца, имеющих округлую или квадратную форму сечений. Микроскопически кварцевые образования представляются ксеноморфными по отношению к полевому шпату.

Рис. 16. Трещины в плагиоклазе, выполненные мусковитом

Вследствие того, что ромбоэдрические грани кварцевых включений параллельны спайностям P и M полевого шпата, сечения их обычно приобретают квадратную форму. Кроме этого типа кварцевых вростков, наблюдаются также кварцевые агрегаты неправильной формы.

В апографических структурах обычно присутствуют участки графической и ортотектитовой структуры, являющиеся реликтами перекристаллизованных структур.

Апографические структуры образуются в результате перекристаллизации кварц-полевошпатовых прорастаний, сопровождаемой гидратизацией полевых шпатов с образованием мусковита и кварца. Эти процессы происходят в результате воздействия постмагматических растворов и обычно идут одновременно, т. е. перекристаллизация сопровождается гидратизацией полевого шпата. Иногда интенсивная перекристаллизация сопро-

вождается слабой гидратизацией. В случае обратного соотношения, в результате непродолжительного воздействия быстро передвигающихся растворов, наблюдается образование мусковита в трещинах (рис. 16), причем процессы перекристаллизации не наблюдаются.

Явления перекристалализции в образовании апографических структур играют главную роль.

При изменении температуры в сторону понижения после образования графических структур в последующую фазу свойства кристаллических решоток кварца и полевого шпата, находящиеся в графическом прорастании, меняются, причем прежнее соотношение граней становится невозможным и существующие уже ограничения кварц-полевошпатовых прорастаний являются неустойчивыми. Способность полевого шпата развивать свойственные ему грани получает безусловное преобладание над той же способностью кварца. В результате этого при полной перекристаллизации получаются идиоморфные относительно кварца кристаллы полевого шпата, т. е. пегматоидная структура.

При частичной перекристаллизации графических структур, т. е. в апографических структурах, происходит прежде всего изменение формы врастков (ихтиоглиптов по А. Е. Ферсману), которые при этом как бы округляются (вогнутые углы, свойственные графическим формам, исчезают), и ограничиваются гранями, свойственными включающему их полевому шпату.

Вследствие этого в сечениях, поперечных к двум главным спайностям полевого шпата P(001) и M(010), очертания врастков кварца очень часто становятся квадратными благодаря развитию граней, параллельных спайностям полевого шпата. Такие очертания никогда не наблюдаются для графических врастков и являются характерным признаком апографических структур.

Одновременно происходит собирательная кристаллизация мелких врастков кварца, врастки укрупняются при уменьшении их числа.

Апографическими структурами следует называть лишь такие структуры, в которых кварц сидит еще в виде врастков в полевом шпате.

Идущий одновременно с перекристаллизацией графических структур гидролиз полевых шпатов сопровождается новообразованиями мусковита и кварца за счет полевого шпата. Этот процесс обусловливает различные текстуры расположения пластинок мусковита в пегматитовом теле. Наблюдаются следующие текстуры: 1) рассеянное расположение пластинок и чешуек мусковита, 2) гнездовое скопление пластинок и чешуек мусковита и 3) жильное расположение пластинок мусковита с кварцем с сохранением реликтов полевого шпата. Жильное расположение, связанное с просачиванием активных растворов по трещинам, образовавшимся в результате катаклаза пегматитов, для уллегских пегматитов является наиболее обычным.

Процесс гидролиза полевого шпата, связанный с новообразованием мусковита и кварца, выражается равенством:

$$3(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2) + 2H_2O \rightarrow 2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + 12SiO_2 + 2K_2O_5,$$

из которого видно, что гидролиз 3 молекул ортоклаза освобождает 12 молекул свободного кварца, вследствие чего в апографических структурах (в среднезернистых разностях) наблюдается обогащение кварцем, образующим агрегаты.

Структуры разъедания и замещения довольно хорошо представлены в улялегских пегматитах. Сюда относится, например, разъедание плагиоклаза кварцем со всеми переходами от первых стадий разъедания плагиоклаза по трещинкам до конечной стадии, когда основная масса представлена кварцем, между скоплениями которого расположены реликты плагиоклаза в виде неправильной формы изъеденных зерен.

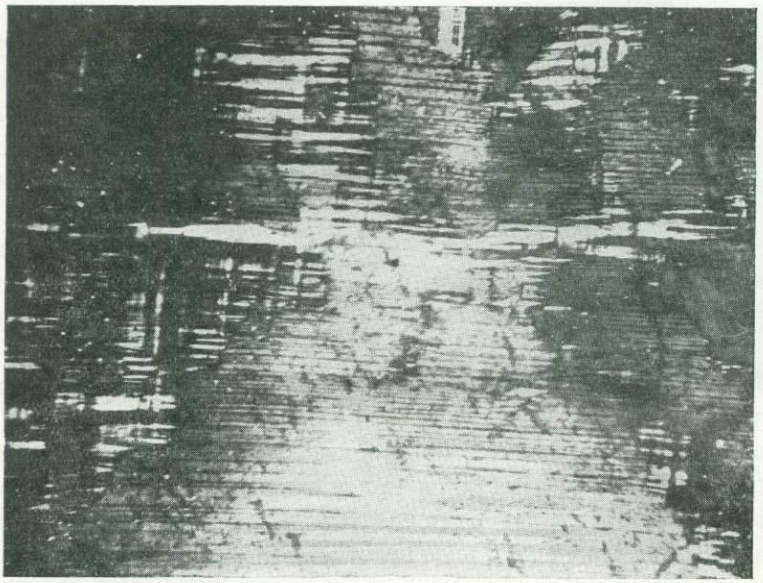


Рис. 17. Разъедание плагиоклаза микроклином

5. Структуры разъедания и замещения

В улялегских пегматитах структуры замещения пользуются довольно широким распространением. Наиболее часто они выражаются в замещении плагиоклаза решетчатым микроклином, идущим одновременно от периферии к центру и по трещинам плагиоклазовых зерен (рис. 17 и 18).

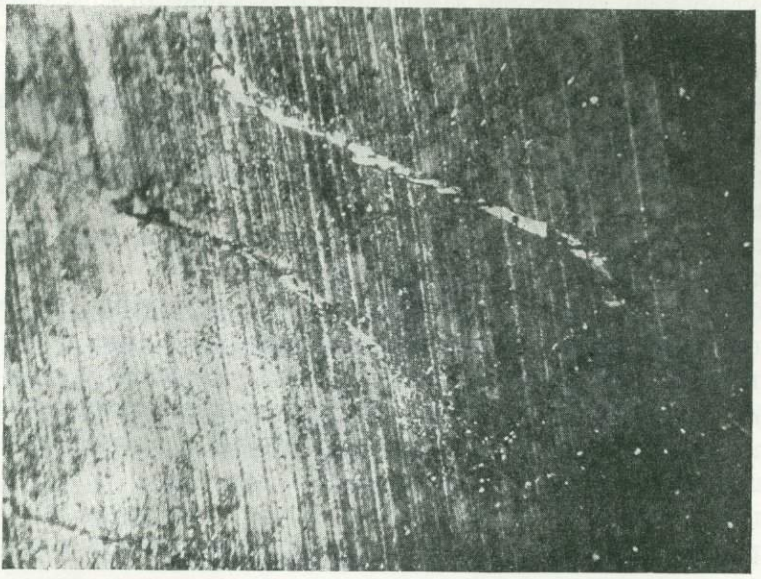


Рис. 18. Трещинка в пегматите, замещенная решетчатым микроклином.

Рис. 19. Полосчатый пертит

К другому типу структуры замещения следует отнести образование морфологически разнообразных антипертитов и пертитов, пользующихся широким распространением.

Микроклин антипертитов обычно образует мелкие островки, равномерно распределенные в зерне плагиоклаза.

Пертиты полосчатые (рис. 19) и пятнистые, обычно с полисинтетической штриховкой.

Пертиты почти не затронуты процессами катаклаза и очень редко пелитизированы; встречаются они чаще, чем антипертиты.

Наиболее распространенный тип структуры разъедания и замещения выражается разъеданием плагиоклаза горячими растворами с замещением его мусковитом и кварцем (процесс гидролиза, связанный с образованием апографических структур). Обычно зерна плагиоклаза замещаются мусковитом с образованием свободного кварца, который иногда образует графическое прорастание с мусковитом.

В плоскости роста мусковита по плагиоклазу наблюдается так называемая бахрома, образованная мусковитом, въедающимся в плагиоклаз (рис. 20).

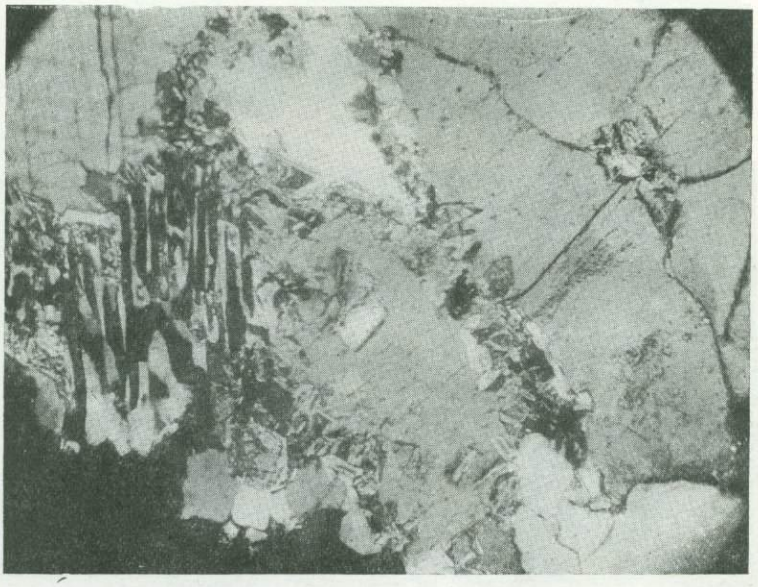


Рис. 20. Бахрома мусковита в плагиоклазе

Листочки этой бахромы могут быть оторванными от главного кристалла, находясь несколько впереди его, но сохраняют ту же ориентировку, что и главный кристалл. Одинаковая ориентировка сохраняется даже и тогда, когда листочки врастают в зерно какого-нибудь другого минерала. Микро-

клин никогда не переполняется агрегатом листочков мусковита, но зато в нем ясно выражен изъеденный характер границы врастающего кристалла мусковита.

К структурам разъедания и замещения следует отнести графические прорастания турмалина с кварцем, турмалина с полевым шпатом, мусковита с кварцем, граната с кварцем, граната с турмалином.

6. Пегматоидная структура

Апографические структуры обнаруживают самые разнообразные степени перекристаллизации, образуя все переходы к пегматоидным структурам.

Пегматоидная структура характеризуется наличием крупных индивидов полевого шпата, достигающих 0.5 м³.

Вростки кварца в полевом шпате здесь совершенно отсутствуют, полевой шпат вполне идиоморфен относительно кварца, развивая свойственные ему простые грани.

Пегматоидная структура приурочена исключительно к крупнозернистым розовым пегматитам. Она развивается всегда в виде жил и гнезд, среди апографических структур, явно представляя собою наиболее перекристаллизованные участки последних. Переход между апографическими структурами и пегматоидной всегда постепенный — количество вростков кварца в апографических участках уменьшается, в краевой части вростки исчезают полностью, причем грани полевого шпата становятся более правильными. Внутри самих пегматоидных жил встречаются реликты апографических структур, так например в ядре крупных кристаллов полевого шпата иногда встречаются группы вростков кварца.

В пегматоидных структурах наблюдается явление дифференциации, заключающееся в раздельном скоплении полевых шпатов и кварца.

ФАЗЫ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

Для полного пегматитового процесса А. Е. Ферсман намечает следующую схему последовательности фаз:

Этапы	Фазы
Магматический	A—прото- и мезокристаллизация
Эпимагматический	B—собственно эпимагматическая
»	C—собственно пегматитовая (700°)
Пневматолитический	D, E } пегматоидная

Этапы	Фазы
Пневматолитический	E } надкритическая
»	G }
»	
Гидротермальный	H—высокая терма (350°)
»	I—средняя терма
»	K—низкая терма
Гипергенный	L—гипергенная

На основании структурных признаков в процессе образования улялегских пегматитов выделяются следующие, отличные друг от друга фазы:

1) фаза ортотектитов,
2) фаза графических пегматитов,
3) пегматоидная фаза.

Эти фазы в схеме А. Е. Ферсмана имеют следующее положение:

Этапы	Фазы А. Е. Ферсмана	Фазы улялегских пегматитов
Магматический	A—прото- и мезокристаллизация	—
Эпимагматический	B—собственно эпимагматическая	Ортотектитовая
»	C—собственно пегматитовая	Графическая
Пневматолитический	D—пегматоидная	Пегматоидная
»	F—надкритическая	—

Фаза ортотектитов представляет по схеме А. Е. Ферсмана собственно эпимагматическую фазу B с температурной градуировкой 800—700° и представлена преимущественно мелкозернистыми разностями. При дальнейшем ходе пегматитового процесса, когда создаются особые условия концентрации летучих компонентов в остаточном расплаве, наступает фаза графических пегматитов, соответствующая по схеме А. Е. Ферсмана фазе C — собственно пегматитовой, с температурной градуировкой в 700° и ниже.

Фаза графических пегматитов характеризуется широким развитием графических структур.

После фазы графических пегматитов остаточные, весьма горячие растворы сыграли в пегматитах чрезвычайно значительную роль, производя в течение пегматоидной фазы частичную или полную перекристаллизацию графических структур, создав таким образом апографические структуры, структуры разъедания и замещения и пегматоидные структуры.

Геохимическая диаграмма

Фазы	Магмат.	Эпимагм.		Пневматолитические				Гидротерм.		Гипергенн.
		Эпимаг.	Пегмат.	Пегматоидн.		Надкритическ.				
	A	B	C	D	E	F	G	H J K		L
Температура	1000°	800°		600°		500°		400°	250°	100°

Аплитовые участки

Ортотектитовые образования

Графические прорастания

Апографические перех. структуры
Пегматоидные структуры

В данных условиях эти остаточные растворы обладали высокой концентрацией ионов калия, следствием чего явилось слабое развитие мусковита (согласно теории Д. С. Коржинского об образовании мусковита, связанного с гидролизом полевого шпата).

Из вышеизложенного следует, что по систематике А. Е. Ферсмана улялегские пегматиты относятся к типу 3 — шерлово-мусковитовому — и представляют собою шерловый подтип. Этот тип в основе своей отвечает фазе D — пегматоидной.

До фазы D идет выделение летучих компонентов в пневматолит, которые в эту же фазу D начинают вызывать явления перекристаллизации, замещения, гидролиза и отлагать свои соединения (турмалинизация).

Характерной чертой шерлового подтипа является содержание следующих элементов: Si, Al, B, Fe, P, Ca, Na, K, имеющих широкое распространение в улялегских пегматитовых телах.

Из минералов типичны — микроклин, кварц, плагиоклаз, турмалин, мусковит, хлоритизированный биотит, апатит.

Анализ геохимической диаграммы

Диаграмма составлена на основании макроскопического и микроскопического изучения улялегских пегматитов. Почти вся минерализация связана с фазами B, C и D, причем весь процесс целиком заканчивается кварцевыми скоплениями фазы D — E. Все явления перекристаллизации и замещения приурочены к фазе D.

Образование кварца наблюдается на протяжении всего пегматитового процесса, образование плагиоклаза уменьшается к концу пегматитового процесса. Альбитизация наблюдается только в фазе D. Образование микроклина начинается в фазе B, но в очень небольших количествах, и только в пегматоидную фазу микроклин получает широкое развитие, замещая плагиоклаз.

Биотит образуется в небольших количествах и только в фазах B—C, в фазу D происходит хлоритизация биотита. Апатит и гранат образуются на всем протяжении фаз B, C, D, но с перерывами. Образование магнетита в очень небольшом количестве приурочено к фазе B—C. Образование турмалина начинается в фазу C и наибольшее развитие приобретает в фазу D. Образование мусковита наблюдается только в фазе D (гидролизация полевых шпатов).

КЕРАМИЧЕСКИЕ ИСПЫТАНИЯ

Исследования образцов полевых шпатов для выяснения пригодности их в качестве керамического сырья производились во Всесоюзном на-

учно-исследовательском институте керамики. Исследования, произведенные над образцами полевого шпата, пегматита и кварца крупнозернистой разновидности из шурфа № 68, дали следующую характеристику материала.

Химический состав

Произведены валовой химический анализ для полевого шпата и определение SiO_2 и Fe_2O_3 для кварца. Результаты анализа приводятся в нижеследующей таблице. Для сравнения приведен анализ калиевого полевого шпата месторождения «Панфилова Варака» Северной Карелии.

Таблица 1

	Полевые шпаты		Кварц
	м-ния Улялеги	м-ния «Панфилова Варака»	м-ния Улялеги
SiO_2	65.13	65.18	97.89
TiO_2	—	—	не опред.
Al_2O_3	19.46	19.08	»
Fe_2O_3	0.16	0.09	0.03
CaO	0.34	0.14	не опред.
MgO	сл.	0.04	»
K_2O	12.63	12.97	»
Na_2O	2.17	2.20	»
SO_3	0.17	—	»
Потеря при прокаливании	0.13	0.16	»
Σ	100.19	99.86	97.92

Огневые испытания

Температура плавления определена для полевого шпата и пегматита. Определение велось в электрической криптоловой печи сравнительно с контрольными конусами при подъеме температуры 4—5° в минуту. Материалы для испытания взяты тонко-молотые — сито 6400 отв./см². Температура плавления оказалась следующей:

для полевого шпата — ЗК 8
для пегматита — ЗК 10

Степень чистоты материала определялась путем сплавления на ЗК 12 (1350° С) материалов в молотом виде с величиной зерна, проходящего через сита 900, 2500 и 6400 отв./см² с остатком 1—3%.

Все исследуемые материалы — полевой шпат, пегматит и кварц — при любой крупности измельчения дают сплавы и спеки чисто белые, без «мушки». Таким образом, по чистоте материалы являются высокосортными.

Испытание материалов в фарфоровых массах

Для лабораторного испытания материалов в массах были составлены три типовых массы твердого фарфора: на исследуемых полевом шпате и пегматите и для сравнения на калиевом полевом шпате месторождения «Панфилова Варака». В массы из полевошпатовых материалов южной Карелии вводился кварц южной Карелии, а в массу из полевого шпата северной Карелии — кварц северной Карелии. Глинистое вещество во все массы вводилось одно и то же. Просяновский каолин следующего состава (в процентах):

SiO_2	47.71
TiO_2	0.41
Al_2O_3	37.73
Fe_2O_3	0.33
CaO	0.31
MgO	0.10
K_2O	0.18
Na_2O	0.16
SO_3	0.04
Потери при прокал.	13.37
Σ	100.34

При введении пегматита в массу учитывался находящийся в нем в количестве 18.75% кварц.

Составы массы приведены в следующей таблице:

Таблица 2

Составные части массы	На полевом шпате из месторождения		На пегматите из с. Улялеги южной Карелии
	с. Улялеги южной Карелии	«Панфилова Варака» северной Карелии	
Полевой шпат месторождения Улялеги	25	—	—
» » » «Панфилова Варака»	—	25	—
Пегматитовые месторождения с. Улялеги	—	—	31.25
Кварц месторождения с. Улялеги	25	—	18.75
Кварц со ст. Чупа	—	25	—
Просяновский каолин	50	50	50

Все массы были приготовлены в количестве 1.5 кг, каждая путем мокрого помола в трехлитровом фарфоровом барабане.

По тонкости все массы были одинаковы —остаток на сите 10 000 отв./см^2 у них колебался в пределах 0.8—0.9%.

Из готовых масс были отформованы пластинки, которые обжигались в опытном горне ВНИИК на ЗК 10/1300° С (и в производственном горне завода им. Ломоносова на ЗК 14/1410° С).

Полное водосодержание, воздушная и полная усадка масс при обжигах приводятся в следующей таблице (табл. 3 на стр. 307).

Как видно из цифровых данных, по усадке массы очень близки между собою.

Таблица 3

	На полевом шпате	На пегматите
Полное водосодержание в % .	21.3	22.2
Воздушная усадка в %	3.2	3.8
Полная усадка при ЗК 10 в %	13.6	13.4
Полная усадка при ЗК 14 в % .	12.6	12.8

По внешнему виду черепки масс, изготовленных на полевом шпате и пегматите месторождения Улялеги, не отличаются от черепков массы, изготовленной на полевом шпате месторождения «Панфилова Варака». Все массы при обжиге на все температуры дают черепки белые, без «мушки».

На основании результатов испытаний, ВНИИК делает следующие выводы:

1. По химическому составу полевой шпат крупнозернистого пегматита близок к калиевому полевому шпату месторождения «Панфилова Варака».

2. По чистоте все исследуемые материалы — полевой шпат, пегматит и кварц — являются высокосортными.

Таким образом полевой шпат, пегматит и кварц крупнозернистых пегматитов могут быть использованы в фарфоро-фаянсовой промышленности для высококачественных изделий.

Полевошпатовый материал среднезернистых и мелкозернистых пегматитов подвергался лишь обжигу в кусках. Обожженные на ЗК 10 полевой шпат и полевой шпат с вростками кварца среднезернистых и мелкозернистых пегматитов дают белый сплав с очень редкими мелкими выплавками оранжевого и черного цвета.

Материал вполне пригоден для фарфоро-фаянсовой промышленности.

ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА

В подсчет площадей промышленного пегматита вошли лишь наиболее крупные пегматитовые тела. Четыре жилы, мощность которых меньше 15 —20 м, при подсчете во внимание не принимались.

В подсчет по категории C_1 вошли те участки, на которых расстояния между естественными выходами пегматитов и выработками, вскрывающими их, не превышают 30—50 м, причем в промежутках между теми и другими выходы вмещающих пород отсутствуют полностью.

Таких участков имеем семь:

Участок I — вблизи изгиба р. Шуи; площадь его равна 75 625 м^2.

Участок II — восточнее участка I; площадь равна 27 500 м^2.

Участок III — южнее участка II; площадь равна 25 500 м^2.

Участки I, II и III приурочены к штоку, залегающему в контакте огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев.

Участок IV — к северо-западу от моста по дороге Улялеги — Пески; площадь равна 22 500 м^2.

Участок V — западнее д. Кюрьяло; площадь равна 42 500 м^2.

Участок VI около д. Кюрьяло, на берегу Соддер-озера; при подсчете во внимание принята та его часть, которая удалена от берега; площадь его равна 7500 м^2.

Участок VII — восточнее III детального участка; площадь его равна 3750 м.

Таким образом, общая площадь пегматитовых участков, оконтуренных достаточно густой сетью выходов, равна 204 875 м^2 или округленно 200 000 м^2.

Принимая удельный вес пегматитов 2.5, выход пегматита с 1 м углубки составит 500 000 т. Площадь распространения пегматитов по категории C_2 составляет 50 000 м^2. Она приходится целиком на площади, находящиеся между I, II и III участками, полностью лишенные выходов, расположенные в пределах наиболее крупного пегматитового тела.

Розовые среднезернистые и мелкозернистые пегматиты составляют примерно 93—95% общего количества выявленных запасов.

Разведочные работы смогут выявить новые солидные запасы, особенно по самому крупному пегматитовому телу, расположенному близ р. Шуи.

Для каждой разновидности пегматитов характерен разный выход керамического сырья.

Так как содержание кварца в розовых крупнозернистых пегматитах составляет 35—40%, а количество турмалина и мусковита в них ничтожно, полагаем, что выход керамического сырья будет близок к 100%.

Что касается розовых мелкозернистых пегматитов, то они содержат заметные количества мусковита, а среднезернистые также турмалин, биотит и апатит, почему для определения выхода полевошпатового сырья мы применяли рудоразборку. Материал пробы весом 50—70 кг дробился до кусков крупностью $1^1/_2$—2 см в поперечнике, и от него отбирались куски чистого полевого шпата, содержащего вростки кварца. Выход полевошпатового сырья для мелкозернистых пегматитов составил 36.5%, из них вы-

ход чистого полевого шпата составил 2%, полевого шпата с вростками кварца — 34.5%.

В среднезернистых розовых пегматитах выход полевошпатового сырья составил 19.5%, поровну из чистого полевого шпата с вростками кварца.

Отмечаем, что в пробу собирались куски, состоящие только из полевого шпата и кварца. Куски, содержащие хотя бы мелкие чешуйки мусковита, отбрасывались. Но так как незначительная примесь мусковита не понижает качества керамического материала, фактически выход керамического сырья будет несколько выше приведенных выше цифр, характеризующих выход полевошпатового сырья. Кроме того, при рудоразборке совершенно не учитывался выход кварца, который также находит себе применение в керамике в качестве составной части фарфоровых масс. Поэтому выход керамического сырья из розовых среднезернистых и мелкозернистых пегматитов будет несколько выше выхода полевошпатового сырья.

Для сравнения приводим таблицу площадей наиболее крупных пегматитовых тел Улялегских месторождений и месторождений северной Карелии:

Название месторождения	Установленные размеры пегматитовых тел по поверхности
Улялегские: Участок I	Квадратный участок размером 275×275 м
» II	Прямоуг. участок размером 100×275 м
» III	Треугольн. участок, с основанием 170 м высотой 300 м
» IV	Прямоугольный участок размером 100×225 м
» V	Треугольн. участ. с основанием 280 м, высотой 300 м
» VI	Прямоугольн. участок разм. 50×150 м
» VII	» » » 50× 75 м
Жила Самойловича	Длина 250 м, мощность от 40 до 85 м
Жила им. 8 марта	» 65 » » » 14 до 24 м
Хето-Ламбина, жила № 2	» более 150 м, мощность 16—18 м
Хето-Ламбина, жила № 12	» » 150 » » 20—25 »
Панфилова Варака	» » 220 » » 26—27 »
Большое Тэдино	» » 350 » » 20—35 »
Сев. Лисий бор (Лоухи) I	» » 115 » » 15—20 »
» » » » II	» » 125 » » 25—30 »
Лавриковское	» » 70 » » до 35 »
Болотная губа	Площадь месторождения равна 50 000 м²

Приведенная таблица показывает, что улялегская группа месторождений является крупнейшей в Карелии.

Учитывая большие запасы пегматитов, достаточный выход полевошпатового сырья, пригодность его для фарфоро-фаянсовой промышленности, следует считать, что улялегские пегматиты являются промышленно интересным объектом и заслуживают разведки. В первую очередь шурфовыми работами следует проверить блок наиболее ценных крупнозернистых пегматитов, вскрытых шурфом № 68.

Однако при промышленной оценке улялегских пегматитов не следует упускать из вида их основного недостатка — сравнительной мелкозернистости. Это, повидимому, заставит прибегать к рудоразборке и обогащению при выделении керамического пегматита, который пойдет в обжиг. Рассчитывать же на возможность добычи в месторождении больших количеств чистого полевого шпата нет основания.

Вторым недостатком улялегских пегматитовых месторождений является отсутствие в них промышленного ослюденения, вследствие чего явится невозможной попутная добыча слюды, в отличие от ряда пегматитовых месторождений северной Карелии, дающих одновременно слюду и полевошпатовое сырье для керамики.

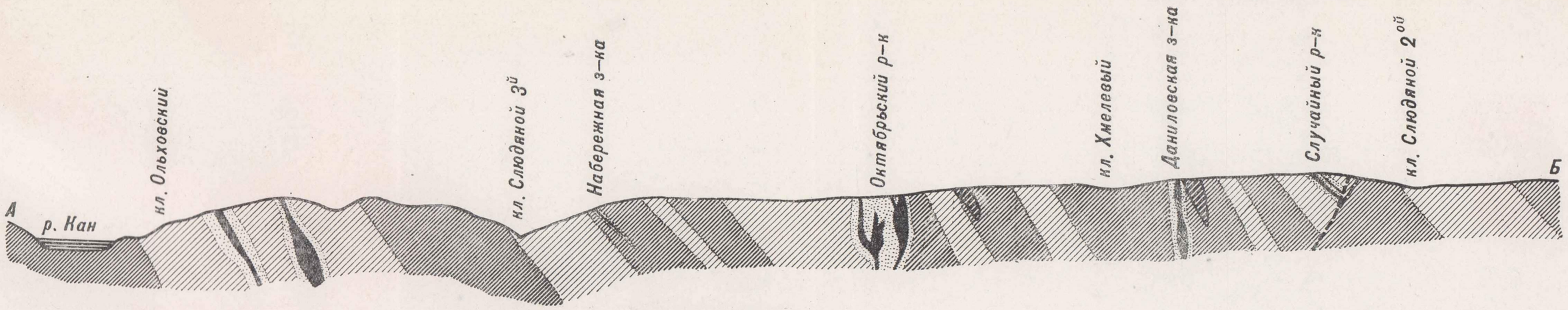
Следует отметить, что строящийся Кондопожский пегматитовый завод является благоприятным фактором при оценке улялегских пегматитов, так как месторождения их расположены значительно ближе к заводу, чем пегматитовые месторождения северной Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов П. А. К вопросу о пегматитовых жилах Зап. Беломорья и их использовании. Тр. Института по изучению Севера, вып. 53, 1926.
2. Вендланд К. П. Микроскопическое исследование пегматитов Мамского слюдоносного района. Тр. Вс. Г. Р. Об. НКТП СССР, в. 221.
3. Гинзбург И. И. Классификация полевошпатовых месторождений.
4. Григорьев П. К. Опробование керамических пегматитов. Сборник: «Опробование твердых полезных ископаемых», 1932.
5. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк. сев.-зап. части Кольского полуострова, 1935.
6. Тимофеев В. М. Петрография Карелии, изд. Ак. Наук СССР, 1935.
7. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, Л., 1932.

Цена 1 р. 20 к.
Переплет 2 р. 50 к.

2431



Масштаб 1:10000

Условные обозначения:

гранат-полевошпатовые породы

пироксен-плагиоклазовые породы

габбройдные породы

биотитовые гнейсы

пегматиты

сбросы

Пегматиты СССР

Схематический разрез Канского месторождения пегматитов

КАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Участок разведочных работ Института Прикладной Минералогии 1931 года

Гранат-полевошпатовая порода
Биотитовые гнейсы
Пироксено-плагиоклазовая порода
Роговообманковые гнейсы
Пегматиты
Милониты
Роговообманков. порфириты
Кварцевые порфириты
Ш.91 Шурфы
К.159 Канавы
Карьеры
Отвалы
Элементы залегания

Масштаб
20 0 20 40 60 м.

Сечение рельефа через 2 метра

Кл. пихтовый
Жила N1
Жила N2
Жила N3
Жила N4
Жила N5
Жила N6
Соломенская штольня
Марковский рудник
Штольня
Шахта
Карьер
Кл. слюдяной

Уп. Главлита от 26/V-36 г. Тираж 1165 экз.

Картопечатная мастерская МИИГА и К
Заказ № 318

КАНСКОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

МАСШТАБ 1:10000

Сечение горизонталей через 5 метров

р. Кан

Приканский участок

кл. ольховый

кл. березовый

кл. пихтовый

Соломенская заявка

Жила N2

марковская заявка

кл. Слюдяной 1ый

Николаевская заявка

Заявка точка 12

Бобылевская заявка

октябрьская заявка

кл. Мелевой

кл. Медвежий

Северный участок

Случайный рудник

Даниловская заявка

Федоровская заявка

Петропавловская заявка

первомайская заявка

масиковская заявка

участок между масиковской и 15 точкой

кл. Слюдяной 2ой

Луговская заявка

кл. Слюдяной 3ий

кл. Талый

Заявка точка 15

набережная заявка

сергеевская заявка

кл. Ольховый

ольховская заявка

заводская заявка

кл. заводской 1ый

Сохатинская заявка

Δ 20/260.94

Δ 9/223.83

Δ 12/166.33

Δ 10/176.66

Δ 7/174.37

Δ 28/143.83

ЛЕГЕНДА

- Гранат – полевошпатовые породы
- Пироксен – плагиоклазовые породы
- Габброидные породы
- Биотитовые гнейсы
- Роговообманковые гнейсы
- Пегматиты
- Порфириты
- Милониты
- Пестроцветные глины
- Δ 7/174,37 триангуляционный пункт местного значения

Составил М. Н. Альтгаузен.

Уп. Главлита от 26/V—36 г.
Тираж 1165 экз.

Картопечатная мастерская МИИГАиК
Заказ № 317.