

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС АЛДАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

553.6.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС АЛДАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА

Под общей редакцией д-ра геол.-мин. наук
Б. М. Роненсона

1611



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1975



В монографии рассматриваются закономерности строения толщ кристаллических сланцев Алданской флогопитоносной провинции. На большом фактическом материале исследуются их минералогия, петрология и геохимия. Приводятся данные о геологии, минералогии и геохимии пироксеновых и карбонатных пород, позволяющие по-иному, чем это представлялось до сих пор, увидеть их роль и место в процессе флогопитообразования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, минералогов и геохимиков, занимающихся изучением процессов метаморфизма.

Коллектив авторов:

*З. И. Петрова, Л. К. Пожарская, В. М. Ройзенман,
Б. М. Роненсон, В. А. Утенков*

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения флогопита Алданского горнопромышленного района принадлежат к формации магнезиальных скарнов, характерной для многих флогопитоносных провинций мира (Южная Якутия, Прибайкалье, Памир, Канада, Мадагаскар, КНДР и др.). Месторождения этой формации приурочены к специфическим петрологическим комплексам докембрийских щитов и лишь иногда выходят в ядрах относительно молодых складчатых сооружений.

Несмотря на различный абсолютный возраст, кристаллические сланцы, составляющие основу этих комплексов, почти в каждом районе оказываются наиболее древними геологическими образованиями. Все перекрывающие их толщи отличаются от них составом, строением и закономерностями чередования горных пород. Кристаллические сланцы флогопитоносных провинций представлены гиперстеновыми и гранато-кордиеритовыми гнейсами, двупироксеновыми и пироксено-роговообманковыми плагиосланцами, диопсидовыми и кварцево-диопсидовыми сланцами, доломитами. Серии кристаллических сланцев обладают значительной мощностью и хорошо сохраняют свои особенности по стратиграфической латерали.

Региональный метаморфизм кристаллических сланцев флогопитоносных провинций соответствует условиям гранулитовой фации. Характерной особенностью флогопитоносных петрологических комплексов является своеобразная «алянскитовая» мигматизация, которая в конечном итоге приводит к возникновению теневых мигматитов и лейкократовых гранитов и пегматитов.

Типичная минеральная ассоциация флогопитовых месторождений включает диопсид и флогопит. Обычны, хотя и не всегда присутствуют, кальцит, форстерит, шпинель, скаполит, паргасит, апатит и магнетит. Попарные сочетания диопсида со скаполитом, диопсида с паргаситом, диопсида с флогопитом, флогопита с кальцитом образуют характерную ассоциацию пород флогопитоносных тел.

Общие черты формации, определяющие региональные поисковые критерии, оказались настолько очевидными, что Д. С. Коржинский (1937) выделил в Восточной Сибири особый (Алдано-Слюдянский) петрологический потенциально флогопитоносный комплекс и успешно прогнозировал открытие новой флогопитоносной провинции в Южной Якутии.

Впоследствии было показано, что геологическая позиция флогопитоносных провинций накладывает заметный отпечаток на особенности их геологического строения, определяющие локальные поисковые критерии (Калинин и др., 1958; Родионов, Роненсон, 1972). Для провинций, приуроченных к кристаллическим массивам глубокого докембра (к их числу относится Центрально-Алданский район), особенно характерна интенсивная мигматизация пород. Нередко кристаллические сланцы сохраняются лишь в виде разрозненных участков на периферии полей теневых мигматитов. Карбонатные породы в разрезах метаморфических серий встречаются спорадически, но зато широко развиты диопсидовые кристаллические сланцы, обнаруживающие пластовое залегание. Промышленное

ослюдение представлено преимущественно крупными телами флогопито-диопсидовых метасоматитов.

Центрально-Алданский метаморфический комплекс образует крупную субизометрическую идиоморфную антиклинальную структуру размером 120×160 км — Нижне-Тимптонский купол (рис. 1). В сводовой части структуры горные породы залегают относительно полого и спокойно. Складчатость крыльев купола, напротив, интенсивная и многопорядковая. Синклинали узкие с клиновидными замками, антиклинали более широкие, нередко коробчатые и веерообразные. Осевые поверхности складок параллельны очертаниям купола и наклонены в сторону ядра.

В ядре Нижне-Тимптонской куполовидной структуры выходят кварциты, биотито-гиперстеновые, гранато-биотитовые, силлиманито-гранатовые гнейсы верхнеалданской (нимнырской) свиты.

Крылья купола образованы основными кристаллическими сланцами. федоровской свиты. Обе эти свиты, согласно принятой региональной стратиграфической схеме, относятся к иенгрской серии (Труды..., 1958). Последняя, как теперь считают, со значительным перерывом перекрываются гиперстеновыми гнейсами и плагиосланцами тимптонской серии. Выше без перерыва залегают основные сланцы, мраморы и гранато-биотитовые плагиогнейсы джелтулинской серии (Фрумкин, 1967).

Метаморфический комплекс Алданского щита подавляющим большинством исследователей относится к архею. Цифры радиологического возраста, полученные различными методами и разными авторами, различаются еще довольно существенно. «Согласованный» возраст кристаллических сланцев иенгрской серии, по Э. В. Соботовичу и В. А. Руднику (1971), 3200 ± 300 млн. лет, тимптонской серии — 2600 ± 200 млн. лет, гранитов, локализованных в пределах иенгрской серии, — 2500 ± 300 млн. лет. Определения в мраморах иенгрской серии изохронным свинцовым методом дают возраст 3200 млн. лет, в мраморах джелтулинской серии — 2300 млн. лет (Герлинг и др., 1970). В то же время для кристаллических сланцев федоровской свиты по пробам, отобранным при геологической съемке месторождений флогопита, в лаборатории изотопного анализа СибГЕОХИ калий-аргоновым методом определена устойчивая изохона 2000 млн. лет. Для мигматитов, развивающихся за счет тех же пород, из которых отобраны пробы кристаллических сланцев, получен сектор изохрон от 1500 до 1800 млн. лет (Волкова, Брандт, 1970). Поэтому неудивительно, что ряд исследователей сомневаются в принадлежности кристаллического комплекса к архею (Тугаринов, Бибикова, Мельникова и др., 1967).

Особенностям геологического строения и закономерностей размещения Алданских месторождений флогопита посвящена довольно обширная литература. Тем не менее вопрос о геологических предпосыпках для успешных поисков месторождений на данном этапе освоения Алданского горнопромышленного района нельзя считать решенным.

25 лет назад Н. В. Фролова и Н. Ф. Клековкин (1945), обобщая первый успешный опыт поисковых и разведочных работ в районе, показали, что «все месторождения флогопита Алданского массива... приурочены к диопсидовым породам, входящим, в свою очередь, в состав так называемых «продуктивных горизонтов», определенных элементов нормального разреза алданского архейского комплекса. Продуктивные горизонты занимают совершенно определенное положение в стратиграфической колонке алданского архея и, встречаясь в различных его частях, являются весьма характерными литологически выдержаными стратиграфическими элементами».

Так были впервые ясно сформулированы литологические и стратиграфические поисковые критерии, в подтверждение которых накапливалось все больше эмпирического материала. В дальнейшем именно путем неуклонного прослеживания «продуктивных горизонтов» было обна-

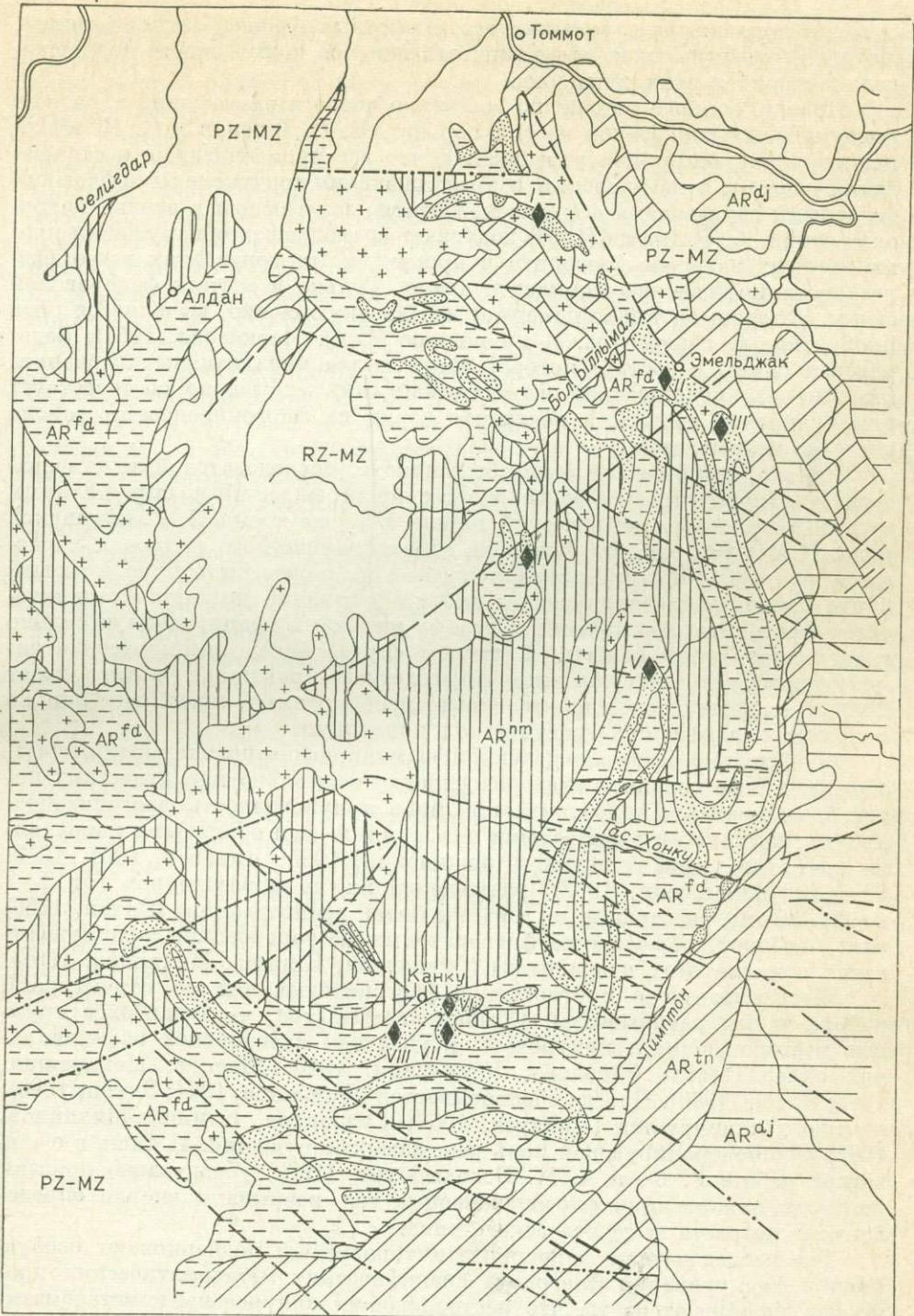


Рис. 1. Схема геологического строения Центрально-Алданского флогопитоносного района (по Швецову и Механошину, 1962).

1 — породы верхнего структурного яруса платформы (Pz — Mz); 2 — джелтулинская серия (AR^{dj}); 3 — тимпотонская серия (ARth); 4 — федоровская свита (AR^{fd}); 5 — «продуктивные» горизонты; 6 — нимнырская (верхнеалданская) свита (AR^{nm}); 7 — протерозойские (?) диабазы и габбро-диабазы; 8 — граниты и теневые мигматиты; 9 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — крупные месторождения флогопита: I — Безымянное, II — Эмельджакское; III — Верхне-Эмельджакское, IV — Каталахское, V — Неакуинское, VI — Южное, VII — Озерное, VIII — Леглиерское.

руженю подавляющее большинство известных сейчас месторождений. Исключительно высокая эффективность поисков долгое время поддерживала авторитет этих критерииев.

Правда, единого мнения по вопросу о числе и размещении в разрезе продуктивных горизонтов до сих пор нет. Е. С. Швецов и С. П. Механошин (1962), например, утверждают, что все промышленные месторождения связаны с легиерским и эмельджакским продуктивными флогопитоносными горизонтами федоровской свиты, залегающей в верхах иенгрской серии. А. Р. Энтин (1966) допускает возможность обнаружения промышленных залежей флогопита в продуктивных горизонтах всего разреза метаморфического комплекса архея. Только в составе федоровской свиты, которую он также помещает в иенгрскую серию, выделяется пять продуктивных горизонтов. А по мнению Р. Ф. Черкасова (1967), федоровская свита, в составе которой имеется два продуктивных горизонта (на этот раз медведевский и эмельджакский), «примерно соответствует джелтулинской толще», а иенгрская серия во флогопитоносном районе вовсе не вскрывается.

Однако, как бы то ни было, большинство исследователей не сомневается в приуроченности флогопитовых месторождений к определенным частям разреза метаморфической толщи. В то же время Н. Г. Судовиков и др. (1962) утверждают, что роль стратиграфического контроля в распределении флогопитовых месторождений не может быть определяющей и что наиболее благоприятными для концентрации крупнокристаллического флогопита оказываются «богатые щелочами гранитоиды» и сильно гранитизированные гнейсы. В данном случае ясные эмпирические закономерности, подтвержденные многолетней практикой, хотя, может быть, еще недостаточно осмыслиенные, игнорируются, поскольку они не отвечают определенной генетической концепции.

Значительно менее определенно сформулированы поисковые критерии, обусловленные позицией месторождений относительно магматических пород. Как правило, подчеркивается лишь приуроченность флогопитоносных тел к участкам с «сетчатыми инъекциями» или обильными интрузиями пегматитов или гранитов (Коржинский, 1955; Лицарев, 1961, 1962; Швецов, Механошин, 1962), размещение их на определенном (от 2–3 до 20–30 км) расстоянии от «границ полей гранитизации» (Энтин, 1966) или, наоборот, образование флогопитовых месторождений «преимущественно в мигматитах и гранитах» (Судовиков, Климов, Михайлов, 1962).

Высказывания о соотношении флогопитовых тел со структурами района также расплывчаты. Обычно указывается, что «наиболее крупные месторождения... приурочены к участкам интенсивной изоклинальной складчатости» (Фролова, Клековкин, 1945; Швецов, Механошин, 1962; Энтин, 1966). Иногда обосновывается (Фоменков, 1961; Энтин, 1966), а чаще декларируется (Лицарев, 1962; Судовиков, Климов, Михайлов, 1962) рудоконтролирующая роль разрывных нарушений. И лишь в очень четкой работе Г. Ф. и А. Н. Боголюбовых (1962) убедительно показан контроль локализации флогопитоносных тел разрывами вполне определенного возраста и генетического типа.

Все исследователи Алданских месторождений подчеркивают особую роль в формировании флогопита специфических метасоматических процессов, указывают на то, что месторождения приурочены к метасоматическим существенно диопсидовым породам. Однако почти у каждого исследователя своя точка зрения на генезис этих пород, а отсюда на их геологическое положение, относительный возраст и роль во флогопитообразовании. Подробный обзор генетических гипотез можно найти в работах С. П. Мурзаева (1966), Г. Г. Родионова и Б. М. Роненсона (1972) и другие.

Авторам настоящей книги возникновение потенциально слюдоносных магнезиальных скарнов представляется неизбежным следствием метамор-

фической эволюции комплексов, подобных Алданскому. Эта возможность заложена уже в исходной литогенетической системе, непременными членами которой являются высокомагнезиальные диопсидовые сланцы. Специфический — основной иультраосновной — состав толщ кристаллических сланцев обуславливает ощелачивание генерирующихся при ультратаморфизме расплавов, возникновение субшелочных существенно калиевых анатектитов. Взаимодействие этих анатектитов с магнезиальными кристаллическими сланцами на магматическом и постмагматическом этапах геологической истории приводит к формированию магнезиальных скарнов и создает геохимические предпосылки для возникновения промышленных скоплений флогопита. Реализация этой возможности, как показали Б. М. Роненсон и В. М. Ройзенман (1970), обеспечивается во вполне определенных геолого-структурных условиях. Доказательству этих положений и посвящена данная работа. Материалом для нее послужили многолетние минерало-геохимические исследования, которые проводились на базе детальной геологической съемки Федоровской, Эльконской и Верхне-Эмельджакской групп флогопитовых месторождений. Съемка осуществлялась Московским геологоразведочным институтом и Институтом геохимии СО АН СССР по заказу комбината «Алданслюда».

Кроме авторов в исследованиях принимали участие Е. И. Воробьев (СибГЕОХИ), В. В. Андронов, В. А. Рождественская, В. М. Ройзенман (МГРИ). Последним написан раздел «Геологические факторы, определяющие локализацию месторождений флогопита». Химические анализы пород и минералов выполнялись Т. К. Бакалейниковой, С. Я. Гольдапель, Г. С. Гормашевой, Е. А. Клепиковой, Л. Н. Матвеевой, З. И. Михеевой, В. К. Халтуевой (СибГЕОХИ); Т. Л. Ждановой (МГРИ), А. С. Емельяновой (Геологическое управление Центральных районов). Определение содержаний редких элементов проводилось в СибГЕОХИ количественным спектральным методом А. Д. Глазуновой (Co, Ni, Cr, V), С. Н. Ярошенко (Ba, Sr) и методом пламенной фотометрии Д. Х. Николаевой (Rb, Li). В отборе мономинеральных фракций принимали участие Л. А. Смагина и Г. В. Попова. Всем этим товарищам авторы выражают искреннюю благодарность. Авторы признательны также А. А. Тяну, А. И. Карамнову, Н. П. Шаманову за постоянную помощь в работе.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Кристаллические сланцы, слагающие федоровскую свиту, принадлежат к трем индивидуализированным минералого-петрографическим типам, каждый из которых отвечает особой литогеохимической системе.

1. Амфиболсодержащие плагиосланцы слагают до 80% федоровской свиты. Они представляют устойчивый тип пород, характерный для большинства древнейших геологических формаций. Все разновидности амфиболсодержащих плагиосланцев имеют серую разной интенсивности и оттенков окраску, равномерно-среднезернистое сложение. Цветное число колеблется в пределах 30—40. Единственным светлым минералом является средний плагиоклаз. Цветные минералы: роговая обманка, биотит и пироксены — ромбический и моноклинный. Постоянно, хотя и в небольшом количестве, присутствует магнетит.

Привлекает внимание повсеместная полосчатость амфиболсодержащих плагиосланцев. Полосы могут быть резкими или менее ясными, ширина их от первых миллиметров до десятков метров. Если рассматривать только грубое чередование пород, то оказывается, что плагиоклаз и роговая обманка в них присутствуют всегда, а полосы различаются попарными комбинациями биотита, ромбического и моноклинного пироксена. По этому признаку выделяются устойчивые петрографические группы пород: биотито-гиперстеново-рогообманковые, двупироксено-рогообманковые и биотито-диопсидово-рогообманковые плагиосланцы (в дальнейшем изложении эти группы кодируются соответственно индексами Б, В и Г).

Амфиболсодержащие плагиосланцы принадлежат к нормальному ряду горных пород (табл. 1). Для них характерны недосыщенность кремнеземом, примерно равные значения характеристик f' и m' во всех группах при общем увеличении содержания CaO и соответствующем возрастании роли извести в составе цветных минералов (c') от группы Б к группе Г.

Амфиболсодержащие плагиосланцы федоровской свиты очень сходны по валовому химическому составу с базальтами, особенно с базальтами «андезитовой формации», как ее понимает В. А. Кутолин (1969). Последние отличаются более основным составом плагиоклаза ($c > a$) и за счет этого относительно меньшим содержанием извести в цветных минералах, а также существенно меньшим содержанием щелочей при более высоком общем содержании двухвалентных оснований.

2. Безамфиболовые основные сланцы и плагиогнейсы еще более характерны для федоровской свиты, нежели амфиболсодержащие плагиосланцы, хотя суммарная мощность их в разрезе почти впятеро меньше. Именно с ними теснейшим образом ассоциируют все разновидности диопсидовых и карбонатных пород, с которыми связаны месторождения флогопита и по поводу генезиса которых сломано столько копий. Во всех разновидностях безамфиболовых основных сланцев главным, а в большинстве единственным, цветным минералом является моноклинный пироксен. Встречаются породы с кварцем (группа Е) и без него (группа Д). Роговая обманка в первичных парагенезисах не отмечена; в большинстве случаев нет также магнетита. Породы,

Таблица 1

Средний химический состав кристаллических сланцев федоровской свиты

| Компоненты и числовые характеристики | A | B | C | D | E | | |
|--------------------------------------|---------------------------------|--|---|---|-------------------------------------|-------------------------------|---|
| | Лейкократовые плагиогнейсы (20) | Биотито-типерстново-роговообманковые плагиосланцы (14) | Двутироксено-роговообманковые плагиосланцы (17) | Биотито-диопсидово-роговообманковые плагиосланцы (23) | Амфиболсодержащие плагиосланцы (54) | Диопсидовые плагиосланцы (20) | Диопсидовые плагиогнейсы и кварцево-диопсидовые плагиосланцы (10) |
| SiO ₂ | 69,1 3,92 | 54,5 1,8 | 51,0 2,1 | 49,3 1,8 | 51,2 2,9 | 50,86 1,98 | 51,0 3,5 |
| TiO ₂ | 0,50 0,20 | 0,98 0,29 | 1,07 0,30 | 1,17 0,20 | 1,09 0,30 | 1,04 0,42 | 0,49 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 14,3 1,94 | 17,70 1,08 | 16,75 2,19 | 18,61 1,65 | 17,75 1,84 | 17,73 1,73 | 10,90 2,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,17 1,01 | 2,64 0,91 | 3,38 1,40 | 4,06 1,00 | 3,48 1,12 | 3,92 1,71 | 1,52 0,97 |
| FeO | 3,47 1,90 | 5,32 1,43 | 6,43 2,14 | 5,45 0,99 | 5,73 1,50 | 6,33 2,22 | 2,58 0,84 |
| MgO | 1,90 0,83 | 4,40 1,61 | 5,51 1,67 | 4,97 4,46 | 4,99 1,58 | 5,37 1,67 | 10,90 3,50 |
| CaO | 2,75 0,90 | 6,06 2,46 | 8,53 1,25 | 9,27 1,28 | 8,21 1,85 | 9,81 1,25 | 19,20 3,90 |
| Na ₂ O | 3,28 0,84 | 4,45 0,52 | 4,23 0,89 | 4,63 0,59 | 4,46 0,70 | 2,69 0,68 | 1,71 1,40 |
| K ₂ O | 2,95 1,41 | 2,82 1,57 | 1,24 0,42 | 1,41 0,22 | 1,72 0,82 | 1,00 0,54 | 0,66 0,53 |
| a | 11,4 | 14,1 | 11,4 | 12,6 | 12,5 | 7,6 | 4,2 |
| c | 3,3 | 5,0 | 5,8 | 6,3 | 5,9 | 8,5 | 4,7 |
| b | 8,1 | 17,4 | 23,3 | 22,6 | 20,6 | 23,0 | 37,2 |
| S | 77,2 | 63,5 | 59,5 | 58,5 | 61,0 | 60,9 | 53,9 |
| f' | 51,2 | 42,3 | 39,0 | 39,5 | 40,8 | 43,25 | 9,4 |
| m' | 43,8 | 43,4 | 40,5 | 38,0 | 40,8 | 40,10 | 45,7 |
| c' | a'=5,0 | 14,3 | 20,5 | 22,5 | 18,4 | 16,45 | 45,3 |
| n | 62,3 | 70,6 | 83,9 | 83,3 | 80,0 | 81,01 | 80,7 |
| Q | +28,3 | -6,2 | -9,6 | -14,5 | -11,9 | -2,14 | -5,3 |
| | | | | | | | +15,9 |

П р и м е ч а н и е. Здесь в табл. 3, 16, 24 и 26 в числителе — средние содержания в вес. %, в знаменателе — стандартное отклонение. В скобках указывается число анализов.

как правило, очень бедны железом, хотя встречаются и исключения, особенно среди плагиогнейсов. Характерным акцессорным минералом является сфен. В кварцодержащих разновидностях постоянно присутствует скаполит.

Безамфиболовые основные сланцы могут быть либо недосыщены кремнеземом (правда, в меньшей мере, чем большинство амфиболсодержащих плагиосланцев), либо пересыщены этим компонентом. В бескварцевых диопсидовых плагиосланцах очень ярко выступает равенство параметров m' и c' ($f' \ll m'$). В кварцодержащих породах значения f' и m' вновь сближаются, но при очень высоком уровне c' (несмотря на абсолютное уменьшение содержание CaO по сравнению с бескварцевыми диопсидовыми плагиосланцами). Содержание TiO₂ и Na₂O по сравнению с амфиболсодержащими плагиосланцами уменьшается почти вдвое.

3. Лейкократовые биотито-гиперстеновые плагиогнейсы принадлежат к петрохимическому типу бедных известью кристаллических сланцев с избыточным кремнеземом. Породы этого типа наиболее распространены в древних гранулитовых комплексах. В федоровской свите, однако, они встречаются спорадически, в стратотипическом разрезе в районе Федоровской группы месторождений таких пород нет совсем.

Биотито-гиперстеновые плагиогнейсы — буровато-серые массивные или сланцеватые часто тонкоплитчатые породы. Основная гранобластовая, гранулитовая или лепидогранобластовая масса состоит из полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза, изометричных округлых зерен кварца, короткостолбчатых зерен гиперстена, пластинок красновато-бурового биотита и зернышек магнетита. Цветное число обычно не более 10.

Плагиогнейсы отличаются от основных сланцев федоровской свиты прежде всего тем, что они пересыпаны кремнеземом и глиноземом. В них $a > b$, чего никогда не бывает в основных сланцах, а $f' > m'$. Значительно возрастает также роль K_2O (см. табл. 1).

Общие особенности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири установлены Д. С. Коржинским более 30 лет назад (Коржинский, 1936_{1, 2}, 1945, 1947 и многие др.). Подобное исследование некоторых конкретных минеральных ассоциаций в кристаллических сланцах Алданского щита дано в работах А. А. Маракушева (1961, 1965). Им были рассмотрены закономерности распределения элементов между существующими минералами, выявлены и обсуждены некоторые экстремальные состояния минеральных равновесий, углублены представления об условиях минералообразования, приведен большой аналитический материал по породообразующим минералам кристаллических сланцев. Очень нужные сводки по составу и свойствам породообразующих минералов содержатся в публикациях В. И. Кицула (1966_{1, 2, 3, 4}). Однако большинство исследований посвящено минеральным ассоциациям карбонатных пород, гиперстеновых и высокоглиноземистых гнейсов. Петрографический и аналитический материал по основным сланцам систематизирован и обобщен в меньшей степени. В связи с детальным геологическим картированием месторождений флогопита потребовался полный и точный учет всех возможных сочетаний породообразующих минералов, в первую очередь, в основных сланцах, слагающих флогопитоносные толщи федоровской свиты, и выделение среди них устойчивых парагенетических ассоциаций, исходных для всех последующих преобразований. Особенно необходимым оказался такой учет для анализа пространственных сочетаний этих ассоциаций, для выяснения закономерностей распределения горных пород в разрезах метаморфических серий. Только такой подход давал возможность получить реальную основу для рассмотрения метасоматических преобразований пород, т. е. геохимических условий формирования месторождений, и для выяснения современного положения поверхности напластования, без чего было невозможно расшифровать структуры рудных полей и закономерности локализации флогопитоносных тел.

АМФИБОЛСОДЕРЖАЩИЕ ПЛАГИОСЛАНЦЫ

Наиболее характерной особенностью амфиболсодержащих плагиосланцев федоровской свиты является ясная полосчатость, обусловленная чередованием прослоев, которые различаются комбинациями цветных минералов. Эти устойчивые сочетания породообразующих минералов определяются как разновидности горных пород (табл. 2). Все разновидности амфиболсодержащих плагиосланцев имеют примерно одинаковое

Таблица 2

Средний состав разновидностей амфиболсодержащих плагиосланцев Федоровской свиты
(в % площади шлифа)

| Индекс | Разновидность плагиосланцев | Колич. шилфов | Плагио- клас | Биотит | Роговая обманка | Гипер- стен | Клинопи- роксен | Магнетит (тигита- магнетит) | Другие минералы |
|----------------|-----------------------------|------------------|-----------------|--------|--------------------|----------------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|
| Б ₁ | Биотито-гиперстеновые | 20 | 71 | 11 | 1 | 12 | Нет | 1 | 4 |
| Б ₂ | Гиперстено-рогообманковые | 24 | 66 | 1 | 20 | 8 | » | 1 | 4 |
| В | Двушироксено-рогообманковые | 48 | 61 | 1 | 20 | 7 | 8 | 2 | 1 |
| Г ₁ | Биотито-рогообманковые | 40 | 66 | 4 | 26 | Нет | <1 | 2 | 2 |
| Г ₂ | Диопсидо-рогообманковые | 29 | 64 | <1 | 26 | » | 6 | 2 | 2 |
| Г ₃ | Биотито-диопсидовые | 18 | 65 | Нет | 1 | » | 26 | 2 | 2 |

цветное число, для них характерна гомеогранобластовая микроструктура с близкой степенью идиоморфизма всех минералов.

Чередования разновидностей плагиосланцев всегда строго закономерны. Так, биотито-гиперстеновые плагиосланцы, как правило, тонко перемежаются с гиперстено-рогообманковыми, образуя в совокупности группу Б — биотито-гиперстено-рогообманковых плагиосланцев. Чередование трехминеральных разновидностей Пл+Би+Гп и Пл+РО+Гп настолько четкое, что даже на границе прослоев не возникает срастаний биотита и роговой обманки. В то же время для других сочетаний пород характерны именно биотито-рогообманковые плагиосланцы (Пл++Би+РО), которые чередуются с диопсидо-рогообманковыми разновидностями (Пл+РО+Ди). Переслаивание безгиперстеновых рогообманковых плагиосланцев более грубое, чем гиперстенсодержащих разновидностей. Здесь отмечается тенденция к образованию полосок, состоящих из двух породообразующих минералов: Пл+РО, Пл+Ди. На контактах между полосками рогообманковых плагиосланцев нередко возникают диабластовые и каемчатые срастания трех цветных минералов, которые часто концентрируются вокруг магнетита — минерала, общего для всех ассоциаций. Иногда среди рогообманковых плагиосланцев отмечаются прослои биотито-диопсидовых плагиосланцев (Пл+Би+Ди). Совокупность всех этих разновидностей образует ясно обособленную группу биотито-диопсидово-рогообманковых плагиосланцев (группу Г).

В отличие от рассмотренных выше ассоциаций в двушироксено-рогообманковых плагиосланцах (Пл+РО+Гп+Ди) полосчатость проявлена слабо и не повсеместно. Различаются прослои с некоторым преобладанием моноклинного шприкса над ромбическим и наоборот. Иногда неоднородность заключается в грубом чередовании темно-серых двушироксено-рогообманковых и более светлых желтовато-серых двушироксено-вых почти безрогообманковых прослоев мощностью несколько сантиметров, т. е. на фоне четырехминеральной ассоциации спорадически появляется трехминеральная.

Содержание химических компонентов в каждой из разновидностей амфиболсодержащих плагиосланцев отличается значительным постоянством. Распределение компонентов нигде не противоречит нормальному закону. Химический состав плагиосланцев закономерно меняется при переходе от одной разновидности к другой. В ряду от биотито-гиперстеновых до диопсидо-рогообманковых плагиосланцев наблюдается последовательное уменьшение содержания SiO_2 и увеличение содержания CaO (табл. 3), параллельно усиливается недосыщенность пород кремне-

Таблица 3

Средний химический состав разновидностей амфиболсодержащих кристаллических сланцев федоровской свиты

| Компоненты и числовые характеристики | Биотито-типерстеновые плагиосланцы (8) | Гиперстено-рогообманковые плагиосланцы (6) | Диопсидо-рогообманковые плагиосланцы (17) | Биотито-рогообманковые плагиосланцы (12) | Диопсидо-рогообманковые плагиосланцы (11) |
|--------------------------------------|--|--|---|--|---|
| SiO ₂ | 55,4 2,0 | 53,2 1,4 | 51,0 2,1 | 50,0 1,5 | 48,5 1,9 |
| TiO ₂ | 0,82 0,35 | 1,19 0,13 | 1,07 0,30 | 1,13 0,24 | 1,22 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 18,20 1,09 | 17,04 1,08 | 16,75 2,19 | 19,64 1,16 | 17,48 1,31 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,21 1,16 | 3,22 0,43 | 3,38 1,10 | 3,68 0,86 | 4,47 1,08 |
| FeO | 5,43 1,80 | 5,57 1,04 | 6,43 2,44 | 5,28 1,02 | 5,84 1,04 |
| MgO | 4,02 1,66 | 4,92 1,58 | 5,51 1,67 | 4,25 0,92 | 5,75 1,50 |
| CaO | 4,47 0,75 | 8,19 1,08 | 8,53 1,25 | 8,58 0,63 | 10,03 1,35 |
| Na ₂ O | 4,46 0,55 | 4,44 0,52 | 4,23 0,89 | 4,67 0,49 | 4,59 0,72 |
| K ₂ O | 3,54 1,29 | 1,85 1,20 | 1,24 0,42 | 1,51 0,24 | 1,31 0,21 |
| <i>a</i> | 14,6 | 12,5 | 11,4 | 12,8 | 12,2 |
| <i>c</i> | 4,6 | 5,1 | 5,8 | 7,3 | 5,8 |
| <i>e</i> | 14,0 | 21,4 | 22,3 | 19,7 | 25,2 |
| <i>S</i> | 66,8 | 61,3 | 59,5 | 60,2 | 56,8 |
| <i>f'</i> | 47,0 | 38,0 | 39,0 | 43,2 | 36,8 |
| <i>m'</i> | 47,8 | 39,2 | 40,5 | 38,4 | 39,0 |
| <i>c'</i> | 5,2 | 22,8 | 20,5 | 18,7 | 24,2 |
| <i>n</i> | 66,0 | 78,3 | 83,9 | 82,3 | 84,0 |
| <i>Q</i> | -0,2 | -7,5 | -9,6 | -12,5 | -16,6 |

Примечание. В скобках указано число анализов.

земом. Близки к насыщению кремнеземом только наименее известковистые биотито-типерстеновые плагиосланцы. Общее увеличение содержания CaO в направлении к диопсидо-рогообманковым плагиосланцам отражается главным образом на возрастании роли извести в цветных минералах (параметр *c'*). Относительное повышение роли полевошпатовой извести (*c*) в биотито-рогообманковых плагиосланцах при некотором снижении уровня *c'* объясняется, вероятно, увеличенным содержанием глинозема, связывающим известь в пластикале. Следует подчеркнуть повышенную концентрацию глинозема в обеих биотитсодержащих разновидностях. Отмечается также усиление роли Na₂O в направлении к диопсидо-рогообманковым плагиосланцам при практически постоянном содержании этого компонента в породах. Привлекают внимание довольно близкие значения характеристик *f'* и *m'* во всех разновидностях. Весьма высока доля окисного железа при довольно стабильной общей

железистости пород. Лишь двутироксено-рогообманковые плагиосланцы выделяются несколько повышенным содержанием железа.

Химический состав некоторых типичных образцов кристаллических сланцев федоровской свиты приведен в табл. 4. Из этих же проб отобраны монофракции породообразующих минералов, анализы которых приводятся в последующих разделах.

Амфиболсодержащие плагиосланцы федоровской свиты сложены пятью главными пордообразующими минералами: плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, гиперстеном и клинотироксеном. Всегда существует также магнетит (или титаномагнетит), содержание которого большей частью существенно превышает значения, характерные для акцессорных минералов. Все остальные минералы являются акцессорными (ильменит, пирит, апатит, ортит, циркон).

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал амфиболсодержащих плагиосланцев. Его состав колеблется в интервале олигоклазов — андезинов № 20—53. Плагиоклазы сдвойникованы по альбитовому, реже альбит-эстерельскому и актиновому законам. Зерна изометричные, размером 0,2—0,6 (до 1) мм, с ровными нерезорбированными границами. По данным химических анализов, плагиоклаз содержит около 0,5—1,0 вес. % K_2O (табл. 5 и 6), хотя антипертитовых вростков в плагиоклазах неизмененных пород нет.

В биотито-гиперстеновых плагиосланцах наиболее часто встречаются плагиоклазы № 30—33, реже — до № 37. В гиперстено-рогообманковых плагиосланцах наиболее обычен плагиоклаз № 35—36. В двутироксено-рогообманковых плагиосланцах чаще других встречаются плагиоклазы № 37 и 43. В биотито-рогообманковых плагиосланцах средний состав плагиоклаза № 37—38 при вариациях от № 32 до № 46. Для диопсио-рогообманковых плагиосланцев характерен наиболее широкий интервал составов — № 30—53. Самые кислые плагиоклазы с очень узким интервалом составов отмечаются в биотито-диопсидовых плагиосланцах: № 20—26, редко до № 30.

Состав плагиоклазов амфиболсодержащих плагиосланцев федоровской свиты обнаруживает две противоположные тенденции (табл. 7).

1. Прямая зависимость основности плагиоклаза от содержания в породах CaO . Отмечается в бездиопсидовых парагенезисах ($Pl + Bi + Gp$ — $Pl + PO + Gp$ — $Pl + Bi + PO$). Особенно чувствителен состав плагиоклаза к изменению содержания CaO в пределах одних и тех же разновидностей плагиосланцев.

2. Постоянный состав плагиоклаза, несмотря на увеличение содержания CaO , или даже обратная зависимость: относительно кислый плагиоклаз при большем содержании CaO . Установлена в диопсидсодержащих парагенезисах ($Pl + PO + Gp + Di$ — $Pl + PO + Di$) или при сравнении диопсидсодержащих и бездиопсидовых парагенезисов ($Pl + Bi + PO$ — $Pl + Di + PO$): при одном и том же содержании CaO плагиоклаз в биотито-рогообманковых плагиосланцах основнее, чем в диопсио-рогообманковых (рис. 2).

Состав плагиоклаза во всех разновидностях стабилен и в пределах шлифа изменяется не более чем на один-два номера. В чередующихся полосках с разными парагенезисами плагиоклазы почти всегда различаются хотя бы на несколько номеров.

Биотит в амфиболсодержащих плагиосланцах образует таблички и листочки, ориентированные, как правило, в одном направлении. Пинакоидальные грани листочек ровные, боковые — зазубренные и расщепленные. Окраска биотита в шлифе коричневая, бурая (в ассоциации с роговой обманкой), оранжево-бурая (в ассоциации с пироксенами). Показатель преломления $n_m = 1,641 - 1,649$. Общая железистость колеблется в пределах 0,350—0,400, частная 0,330—0,380 (табл. 8). Частная железистость биотитов прямо связана с железистостью пород, причем

Химический состав кристаллических

| Компоненты | Ед. изм. | 80 | 232 | I-Ia |
|--|-------------------|----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | Вес.% Ат. кол. | 69,14 1,451 | 65,78 1,096 | 53,91 0,897 |
| TiO ₂ | Вес.% Ат. кол. | 0,88 0,011 | 0,57 0,006 | 0,39 0,005 |
| Al ₂ O ₃ | Вес.% Ат. кол. | 13,11 0,256 | 16,81 0,330 | 16,14 0,317 |
| Fe ₂ O ₃ | Вес.% Ат. кол. | 0,53 0,006 | 0,36 0,005 | 2,60 0,032 |
| FeO | Вес.% Ат. кол. | 4,33 0,060 | 4,51 0,063 | 7,12 0,099 |
| MgO | Вес.% Ат. кол. | 2,35 0,070 | 2,20 0,055 | 6,00 0,149 |
| CaO | Вес.% Ат. кол. | 3,22 0,057 | 3,08 0,055 | 4,56 0,081 |
| Na ₂ O | Вес.% Ат. кол. | 2,80 0,090 | 4,60 0,148 | 4,31 0,138 |
| K ₂ O | Вес.% Ат. кол. | 1,50 0,032 | 2,00 0,064 | 1,93 0,040 |
| H ₂ O— | Вес.% » | 1,35 0,02 | 0,06 — | 1,78 — |
| С у м м а | » | 99,65 | 99,97 | 98,74 |
| $\chi'_{Fe^{2+}} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$ | Ат. кол. | 0,462 | 0,533 | 0,399 |
| $\chi_{Fe} = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg}$ | » | 0,485 | 0,552 | 0,468 |
| $\chi_{Al} = \frac{Al}{Al + Fe^{+3} + Fe^{2+} + Mg}$ | » | 0,654 | 0,728 | 0,531 |

Таблица 4

сланцев федоровской свиты

| 127 | II—Ia | 97 | 150 | 115 | IV—Ia | IV—Ib | 9/67 |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 54,56 0,908 | 54,00 0,899 | 50,54 0,841 | 49,60 0,826 | 49,84 0,830 | 49,42 0,823 | 48,86 0,814 | 44,48 0,741 |
| 1,09 0,014 | 1,32 0,016 | 1,17 0,015 | 1,29 0,016 | 1,02 0,013 | 1,10 0,014 | 1,30 0,016 | 1,55 0,020 |
| 17,88 0,352 | 15,50 0,304 | 15,56 0,305 | 16,08 0,316 | 20,24 0,397 | 16,00 0,314 | 18,55 0,363 | 18,76 0,368 |
| 2,02 0,024 | 2,39 0,030 | 1,84 0,023 | 4,59 0,058 | 3,53 0,044 | 4,41 0,056 | 3,40 0,042 | 9,76 0,422 |
| 7,43 0,099 | 6,50 0,090 | 10,49 0,146 | 7,45 0,104 | 4,35 0,060 | 4,93 0,068 | 5,46 0,076 | 8,66 0,421 |
| 5,01 0,124 | 6,40 0,159 | 6,86 0,170 | 5,61 0,139 | 4,07 0,102 | 6,43 0,159 | 5,02 0,124 | 3,94 0,098 |
| 3,80 0,068 | 7,84 0,140 | 9,21 0,164 | 9,71 0,173 | 9,69 0,173 | 10,64 0,190 | 8,68 0,155 | 6,90 0,423 |
| 3,76 0,121 | 4,59 0,148 | 3,52 0,113 | 4,00 0,130 | 5,00 0,162 | 4,05 0,131 | 4,72 0,152 | 4,39 0,142 |
| 2,90 0,062 | 0,60 0,012 | 0,88 0,020 | 0,80 0,018 | 1,75 0,037 | 0,84 0,019 | 1,32 0,028 | 1,50 0,032 |
| 1,34 0,20 | 1,27 — | 0,22 0,07 | 0,44 0,03 | 0,74 0,09 | 1,40 — | 1,08 — | 0,69 — |
| 99,59 | 100,41 | 100,36 | 99,54 | 100,32 | 99,22 | 98,41 | 100,48 |
| 0,443 | 0,361 | 0,462 | 0,412 | 0,370 | 0,299 | 0,380 | 0,552 |
| 0,498 | 0,443 | 0,499 | 0,538 | 0,506 | 0,438 | 0,487 | 0,713 |
| 0,588 | 0,521 | 0,474 | 0,512 | 0,658 | 0,526 | 0,601 | 0,520 |

| Компоненты | 145 | 2-150 | 114 |
|--|----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 48,94 0,814 | 46,14 0,768 | 50,10 0,834 |
| TiO ₂ | 0,95 0,012 | 1,12 0,014 | 1,05 0,013 |
| Al ₂ O ₃ | 18,22 0,356 | 17,32 0,340 | 19,21 0,376 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,44 0,043 | 4,75 0,060 | 3,16 0,039 |
| FeO | 5,62 0,078 | 5,91 0,082 | 5,40 0,075 |
| MgO | 6,21 0,154 | 8,37 0,207 | 4,07 0,102 |
| CaO | 10,63 0,193 | 10,94 0,195 | 0,95 0,165 |
| Na ₂ O | 4,20 0,136 | 3,96 0,128 | 5,20 0,168 |
| K ₂ O | 1,22 0,026 | 1,32 0,028 | 1,44 0,031 |
| H ₂ O— | 0,99 0,01 | 0,24 — | 1,68 0,06 |
| С у м м а . . . | 100,48 | 100,24 | 100,12 |
| $\chi_{Fe^{2+}} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$ | 0,336 | 0,283 | 0,423 |
| $\chi_{Fe} = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{2+} + Mg}$ | 0,440 | 0,407 | 0,528 |
| $\chi_{Al} = \frac{Al}{Al + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg}$ | 0,563 | 0,499 | 0,635 |

Продолжение табл. 4

| 19/67 | VI-2 | 208 | 33/67 | 236 | VI-4 | 156 | 191 |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 54,30 0,904 | 51,50 0,858 | 54,82 0,912 | 55,72 0,927 | 54,40 0,901 | 47,20 0,786 | 54,0 0,899 | 55,90 0,931 |
| 1,04 0,013 | 1,00 0,013 | 0,43 0,05 | 0,46 0,006 | 0,55 0,007 | 0,90 0,011 | 0,84 0,010 | 0,52 0,006 |
| 18,40 0,360 | 10,00 0,196 | 13,07 0,256 | 12,36 0,244 | 10,71 0,210 | 14,61 0,286 | 14,79 0,290 | 16,49 0,324 |
| 2,08 0,026 | 4,45 0,018 | 0,45 0,006 | 0,57 0,008 | 1,36 0,017 | 1,71 0,022 | 1,78 0,022 | 0,23 0,002 |
| 3,83 0,053 | 2,46 0,034 | 3,38 0,047 | 3,19 0,044 | 2,35 0,032 | 3,40 0,051 | 5,80 0,081 | 6,46 0,086 |
| 4,01 0,099 | 10,00 0,248 | 9,52 0,236 | 8,43 0,209 | 9,60 0,238 | 8,00 0,198 | 3,26 0,080 | 2,85 0,070 |
| 10,84 0,193 | 15,00 0,268 | 14,23 0,253 | 14,80 0,264 | 15,40 0,275 | 21,73 0,387 | 16,64 0,296 | 15,81 0,282 |
| 5,10 0,164 | 4,31 0,138 | 3,00 0,096 | 3,86 0,124 | 2,97 0,095 | 0,68 0,022 | 1,60 0,052 | 1,00 0,032 |
| 0,74 0,016 | 1,56 0,033 | 1,16 0,025 | 0,74 0,016 | 2,11 0,044 | 0,24 0,005 | 0,30 0,006 | 0,70 0,14 |
| 0,40 — | 1,80 — | 0,28 0,06 | 0,28 — | 1,03 — | 1,13 — | 1,06 0,04 | — 0,08 |
| 100,74 | 99,00 | 100,40 | 100,41 | 100,18 | 99,90 | 99,95 | 99,74 |
| 0,348 | 0,121 | 0,166 | 0,174 | 0,119 | 0,204 | 0,502 | 0,551 |
| 0,443 | 0,173 | 0,183 | 0,199 | 0,171 | 0,269 | 0,563 | 0,557 |
| 0,669 | 0,395 | 0,478 | 0,483 | 0,423 | 0,515 | 0,613 | 0,673 |



| Компоненты | 193 | 187 | 155 |
|--|----------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 63,14 1,051 | 53,48 0,891 | 43,74 0,728 |
| TiO ₂ | 0,24 0,003 | 1,22 0,015 | 0,59 0,074 |
| Al ₂ O ₃ | 13,75 0,269 | 14,62 0,286 | 9,96 0,195 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,10 0,014 | 6,17 0,077 | 3,59 0,046 |
| FeO | 4,86 0,067 | 3,91 0,051 | 2,22 0,031 |
| MgO | 2,19 0,055 | 3,98 0,099 | 16,07 0,398 |
| CaO | 11,12 0,198 | 9,93 0,177 | 22,67 0,404 |
| Na ₂ O | 2,52 0,080 | 4,00 0,130 | 0,22 0,007 |
| K ₂ O | 0,058 0,012 | 1,60 0,034 | 0,11 0,002 |
| H ₂ O ⁻ | — — | 0,73 0,02 | 0,25 — |
| С у м м а . . . | 99,50 | 99,66 | 99,42 |
| $\chi'_{Fe^{2+}} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$ | 0,549 | 0,353 | 0,072 |
| $\chi_{Fe} = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg}$ | 0,595 | 0,586 | 0,162 |
| $\chi_{Al} = \frac{Al}{Al + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg}$ | 0,664 | 0,557 | 0,292 |

Продолжение табл. 4

| 25—218 | 15—30 | Б-36 | Б—45 | Б—96 | Б—110 | 223 |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 52,36 0,872 | 49,62 0,826 | 44,71 0,744 | 50,07 0,834 | 47,02 0,783 | 43,60 0,716 | 39,38 0,656 |
| 0,26 0,004 | 0,25 0,004 | 0,45 0,006 | 0,35 0,004 | 0,40 0,005 | 0,46 0,006 | 0,62 0,008 |
| 2,80 0,054 | 4,76 0,093 | 11,22 0,220 | 5,86 0,415 | 8,64 0,469 | 11,75 0,234 | 18,14 0,356 |
| 2,74 0,034 | 2,79 0,034 | 5,16 0,065 | 3,28 0,042 | 3,85 0,048 | 5,20 0,066 | 3,97 0,050 |
| 2,33 0,032 | 1,51 0,021 | 2,18 0,031 | 1,98 0,028 | 2,52 0,035 | 2,52 0,035 | 2,36 0,033 |
| 45,60 0,387 | 45,32 0,380 | 10,90 0,270 | 14,62 0,363 | 12,40 0,300 | 12,60 0,312 | 14,06 0,349 |
| 21,40 0,382 | 23,97 0,427 | 23,52 0,419 | 22,57 0,402 | 24,40 0,430 | 22,82 0,407 | 20,83 0,371 |
| 0,71 0,022 | 0,20 0,006 | 0,41 0,012 | 0,19 0,006 | 0,54 0,018 | 0,30 0,010 | 0,35 0,011 |
| 0,44 0,009 | 0,07 0,001 | 0,03 — | 0,07 0,001 | 0,43 0,003 | 0,43 0,003 | 0,45 0,003 |
| 0,73 — | 0,86 — | 1,05 — | 0,84 — | 0,39 — | 0,26 — | 0,64 — |
| 99,37 | 99,48 | 99,63 | 99,83 | 99,69 | 99,64 | 100,50 |
| 0,076 | 0,052 | 0,106 | 0,072 | 0,104 | 0,101 | 0,086 |
| 0,446 | 0,426 | 0,262 | 0,462 | 0,217 | 0,244 | 0,492 |
| 0,107 | 0,176 | 0,375 | 0,210 | 0,307 | 0,359 | 0,452 |

П р и м е ч а н и е. 80 — гнейс биотито-альмандиново-гиперстеновый полосчатый, Пл № 33—38+
 Би+Алм+Кв+Кш и Пл № 12+Би+Гп+Кв+(Мт), Леглер, профиль 84, пикет 168, анализ Би. 232—
 плагиогнейс гиперстено-биотитовый: Пл № 30=64%, Кв=19, Гп=8, Мт=1, Кш=1, левый
 берег р. Унга-Курунг-Хонку, анализы: Би, Гп. I—Іа — плагиосланец биотито-гиперстеновый:
 Пл № 33=64%, Би=14, Гп=21, Федоровское, профиль 164, пикет 93, анализы: Би, Гп, 127—пла-
 гиосланец гиперстено-биотитовый: Пл № 35=60%, Би=24, Гп=9, Мт=2, Федоровское, профиль 164,
 пикет 89, анализ Мт. II—Іа — плагиосланец гиперстено-роговообманиковый: Би=1%, Пл № 32=61,
 РО=28, Гп=10, Мт=0,5, Южное, к северу от отвалов карьера № 4, анализы: РО, Гп. 97 — плагио-
 сланец роговообманиково-двушироксеновый: РО=9%, Пл № 44=60, Гп=16, Ди=14, Мт=2, Лег-
 лер, профиль 81, пикет 140, анализы: РО, Гп, Ди. 150 — плагиосланец двушироксен-роговооб-
 маниковый: Пл № 46=57%, РО=20, Гп=11, Ди=9, Мт=3, Южное, профиль 141, пикет 139, анали-
 зы: РО, Гп, Ди, Мт. 115 — плагиосланец диопсидо-биотитово-роговообманиковый: Пл № 42=67%,
 Би=8, РО=16, Ди=7, Мт=2, Южное, карьер № 4, сев. стена, анализ Би. IV—Іа — плагиосланец
 диопсидо-роговообманиковый: Пл № 37=56%, РО=29, Ди=12, Би=1, Мт=1, восточный карье-
 ра № 4, анализ РО. IV—І6 — плагиосланец биотито-роговообманиковый: Пл № 40=68%, Би=3,
 РО=26, Мт=2, Южное, карьер № 4, анализы: Би, РО. 9/67 — то же: Пл № 37=38=65%, Би=2,
 РО=31, Мт=2, Южное, анализы: Би, РО, 145 — плагиосланец диопсидо-роговообманиковый: Пл
 № 39=49%, РО=35, Ди=13, Мт=2, Южное,маг. канава № 3, инт. 1510 м, анализ: РО, Ди, Мт.
 2—150 — то же: Пл № 44=54%, Би=1, РО=40, Ди=2, Мт=1, Южное, карьер № 4, анализ: Пл,
 РО. 114 — то же: Пл № 39=66%, РО=25, Ди=8, Мт=1, Южное, карьер № 4. 19/67 — плагио-
 сланец роговообманиково-диопсидовый: Пл № 37=78%, РО=4, Ди=15, Мт=1, Южное, карьер
 № 4, сев. стена, анализ: РО, Мт, Ди. VI—І2 — плагиосланец диопсидовый, Пл № 47=45%, Ди=
 54, Сф=1, Южное, к востоку от отвалов карьера № 4, анализ Ди. 208 — плагиосланец флогопито-
 диопсидовый: Пл № 36=58%, Фл=11, Ди=31, Южное, карьер № 22, анализ Ди. 33/67 — плагио-
 сланец диопсидовый: Пл № 33=67%, Ди=32, Сф=1, Южное, к востоку от отвалов карьера № 4,
 анализ Ди. 236 — плагиосланец флогопито-диопсидовый, слабо мигматизированный, перекристал-
 лизованный: Пл № 38=39+Фл+Ди, Южное, карьер № 22, анализ Фл, VI—І4 — плагиосланец диопси-
 довый с основным плагиоклазом: Пл № 100=44%, Ди=54, Сф=1, Ап=1, правый берег руч. Бур-
 дыхлай, анализ Ди. 156 — плагиосланец кварцево-диопсидовый со скалолитом: Пл № 81=40%,
 Ск № 70=22, Кв=10, Ди=10, Ди=26, Сф=2, Южное, опорный разрез III, 620 м от пикета О, анализ Ди.
 191 — то же, с полосатым распределением плагиоклаза и скалолита: Пл № 1+Ск+Кв+Ди+Сф,
 левый берег руч. Бурдыхлай, анализ Ди. 193 — плагиогнейс диопсидовый: Пл № 44=45+Кв+Ди+
 +Сф, левый берег руч. Бурдыхлай, анализ Ди. 187 — плагиогнейс диопсидовый мигматизирован-
 ный: Пл № 1+Кв+Ди+Мт, Верхний Эмельджак, шурфовая линия I (1953), восточный конец, анализ
 Ди. 155 — сланец шинелево-диопсидовый с магнетитом: Ди+Шп+Мт, Федоровское, северо-запад-
 нее карьера № 2, анализ Ди. 25—218 — сланец диопсидовый «мономинеральный», Южное, карьер,
 № 25, анализ Ди. 15—30 — то же, Южное, карьер № 15, анализ Ди. Б—36, Б—45 — то же, Эль-
 конка, карьер месторождения Безымянного, анализ Ди. Б—96 — то же, Эльконка, опорный раз-
 рез III, пикет 177, анализ Ди. Б—110 — сланец диопсидовый со шинеллю и магнетитом, Элькон-
 ка, месторождение Безымянное, анализ Ди. 223 — сланец шинелево-диопсидовый с вторичным пар-
 гаситом, слабо перекристаллизованный; Южное, участок карьера № 15, 200 м к юго-западу от шах-
 ты № 8, анализ Шп.

в последних она всегда выше. Общая железистость в биотитах и породах не коррелируется.

Среди прочих показателей состава наиболее варьирующей оказывается глиноземистость биотитов. Содержание Al^{VI} колеблется в пределах 0,08—0,22 формульной единицы, что, по Е. Н. Ушаковой (1971), отвечает стандарту биотитов гранулитовой фации для пород, богатых CaO и относительно бедных Al_2O_3 . Содержание глинозема в биотите в пределах одной и той же парагенетической ассоциации минералов связано с содержанием этого компонента в породе (табл. 9).

Таблица 5

Химический анализ плагиоклаза из диопсидо-роговообманикового плагиосланца (проба № 2-150, на федоровском столике определен № 42)

| Компоненты | Вес. % | Форм. коэф. | Компоненты | Вес. % | Форм. коэф. |
|-------------------------|---------|-------------|------------------------|--------|-------------|
| SiO_2 | 58,00 | 2,60 | CaO | 8,38 | 0,40 |
| TiO_2 | Сл. | — | Na_2O | 6,48 | 0,57 |
| Al_2O_3 | 26,67 | 1,40 | K_2O | 0,47 | 0,03 |
| Fe_2O_3 | Не обн. | — | P_2O_5 | 0,08 | |
| FeO | 0,07 | — | F | 0,03 | |
| MnO | Не обн. | — | П. п. п. | 0,34 | |
| MgO | 0,04 | | Сумма с попр. | 100,55 | 5,00 |
| | | | $\text{O}_2=\text{F}$ | | |

Таблица 6

Содержание щелочей (вес. %) в плагиоклазах, определенное методом пламенной фотометрии

| Номер пробы | Парафенезис | Na ₂ O | K ₂ O | Содержание K ₂ O в породе |
|-------------|-----------------------------------|-------------------|------------------|--------------------------------------|
| I-I-a | Пл ₃₃ +Би+Гп | 5,00 | 0,73 | 1,93 |
| II-I-a | Пл ₃₂ +РО+Гп | 4,80 | 1,63 | 0,60 |
| IV-I-б | Пл ₄₀₋₄₅ +Би+РО | 4,98 | 0,54 | 1,32 |
| IV-I-a | Пл ₃₇ +Ди+РО | 5,23 | 0,63 | 0,84 |
| 2-150 | Пл ₄₀ +Ди+РО+ +(Би) | 4,69 | 0,41 | 1,32 |

Эта зависимость четко прослеживается на примере отношения алюминия к сумме двухвалентных оснований (рис. 3). Все биотиты отличаются высоким содержанием двуокиси титана и почти всегда недостатком конституционной воды, который неполностью компенсируется фтором. Содержание F передко превышает содержание гидроксила. Это, по мнению большинства авторов, свидетельствует о высоких температурах образования.

Роговая обманка в плагиосланцах — обыкновенная. Ее удлиненно-призматические зерна размером 0,3—1 мм иногда ориентированы в одном направлении. Окраска роговой обманки зеленовато-бурая или буро-зеленая, в двуцирконено-рогообманковых плагиоклазах передко более густая, чем в других породах. Показатели преломления в этих случаях заметно выше ($n_g=1,699$), чем обычно ($n_g=1,680-1,688$). Остальные оптические свойства довольно стабильны: $2V_{Np}=70-81^\circ$, $cN_g=14-19^\circ$. Минимальными значениями $2V_{Np}$ обладают коричневые роговые обманки, максимальными — зеленые. И те и другие обычно имеют равновесные границы с прочими минералами, хотя зеленые чаще несут на себе следы перекристаллизации. Значения угла $2V_{Np}$ в пределах шлифа различаются не более чем на $1-2^\circ$.

Наиболее сильно варьируют в роговых обманках содержания магния и железа (табл. 10). Общая железистость 0,410—0,490 и всегда больше железистости сосуществующего с ней биотита (рис. 4). Наиболее высокой железистостью отличаются зеленовато-бурые роговые обманки из двуцирконено-рогообманковых плагиосланцев ($n_g=1,699$, $2V_{Np}=-70-72^\circ$). Частная железистость роговых обманок возрастает вслед за увеличением этого параметра в породах. Общая железистость роговой обманки и породы коррелируется значительно хуже, чем частная, и у роговых обманок может быть немного выше, чем в породе (97,2—150), но чаще ниже.

Таблица 7

Закономерность изменения состава плагиоклазов в амфиболсодержащих плагиосланцах федоровской свиты

| Разновидность | Парафенезис | Среднее содержание в породах CaO |
|-----------------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| Биотито-гиперстеновые | Пл ₃₂ +Би+Гп | 4,47 |
| Гиперстено-рогообманковые | Пл ₃₆ +РО+Гп | 8,19 |
| Биотито-рогообманковые | Пл ₃₉ +Би+РО | 8,58 |
| Двуцирконено-рогообманковые | Пл ₃₇ +РО+Гп+ +Ди | 8,53 |
| Диопсидо-рогообманковые | Пл ₃₇ +РО+Ди | 10,03 |

Таблица 8

Химический состав биотитов из амфиболсодержащих плагиосланцев федоровской свиты

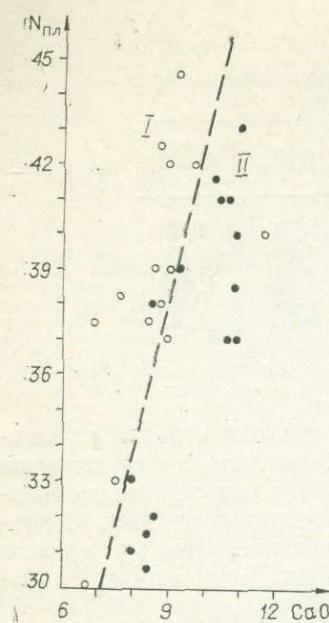


Рис. 2. Зависимость состава плагиоклаза в биотито-рого-вообманковых (I) и диопсило-рого-вообманковых (II) плагиосланцах от содержания CaO в породе (вес. %).

Составы роговых обманок из разных парагенетических ассоциаций перекрываются по содержанию практически любого компонента. Однако крайние в отношении состава роговые обманки все же принадлежат к разным трехминеральным ассоциациям. Наиболее глиноzemистой (за счет резкого повышения Al^{VI}) оказывается роговая обманка из биотито-рого-вообманкового плагиосланца (проба № 9/67). Ее же отличает и минимальное содержание кальция. В роговых обманках из диопсило-рого-вообманковых плагиосланцев вариации содержаний компонентов достаточно широки, но именно из этой ассоциации известны наиболее известковистые роговые обманки с наименьшим содержанием глинозема (Кицул, 1966₁). Роговая обманка из гиперстено-рого-вообманкового плагиосланца (проба II—I—а) характеризуется максимальным содержанием кремния при низком уровне кальция и особенно алюминия. Почти весь алюминий входит в тетраэдрическую

| Компоненты | Номер пробы | | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|---------|---------|---------|
| | 232 | I—Ia | 115 | IV—Iб | 9/67 |
| SiO ₂ | 35,22 | 37,44 | 36,42 | 37,36 | 36,80 |
| TiO ₂ | 3,50 | 4,33 | 2,91 | 4,00 | 2,71 |
| Al ₂ O ₃ | 16,02 | 13,89 | 17,18 | 15,54 | 15,24 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,13 | 0,74 | 1,22 | 1,65 | 1,30 |
| FeO | 18,83 | 15,98 | 14,04 | 13,83 | 14,04 |
| Mn | 0,07 | 0,12 | 0,42 | 0,45 | 0,09 |
| MgO | 10,82 | 14,36 | 15,29 | 15,37 | 15,51 |
| CaO | Сл. | 0,82 | 0,82 | 1,40 | 1,00 |
| Na ₂ O | 0,14 | 0,15 | 0,30 | 0,36 | 0,18 |
| K ₂ O | 9,82 | 9,01 | 10,00 | 8,16 | 10,00 |
| H ₂ O ⁺ | 1,24 | 1,16 | 0,60 | 2,06 | 3,49 |
| H ₂ O ⁻ | 0,54 | Не опр. | Не обн. | Не опр. | Не обн. |
| F | 2,64 | 1,90 | 0,36 | 1,10 | 0,06 |
| Попр. на F | -1,11 | -0,80 | -0,45 | -0,46 | -0,03 |
| Сумма | 100,97 | 99,10 | 99,41 | 100,52 | 100,39 |

Формульные коэффициенты (расчет на 7 катионов) и другие характеристики

| | | | | | |
|-------------------------|-------|-------|-------|---------|-------|
| Si | 2,73 | 2,84 | 2,71 | 2,77 | 2,78 |
| Ti | 0,21 | 0,25 | 0,16 | 0,22 | 0,15 |
| Al ^{IV} | 1,27 | 1,16 | 1,29 | 1,23 | 1,22 |
| Al ^{VI} | 0,19 | 0,08 | 0,22 | 0,12 | 0,14 |
| Fe ³⁺ | 0,13 | 0,04 | 0,06 | 0,09 | 0,07 |
| Fe ²⁺ | 1,22 | 1,01 | 0,87 | 0,86 | 0,89 |
| Mn | — | — | — | 0,01 | — |
| Mg | 1,25 | 1,62 | 1,69 | 1,70 | 1,75 |
| Ca | — | 0,06 | 0,06 | 0,11 | 0,08 |
| Na | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,03 |
| K | 0,97 | 0,87 | 0,95 | 0,77 | 0,96 |
| OH | 0,64 | 0,59 | 0,29 | 1,04 | 1,76 |
| F | 0,65 | 0,46 | 0,09 | 0,26 | 0,01 |
| χ_{Fe}^{2+} | 0,518 | 0,394 | 0,356 | 0,357 | 0,354 |
| χ_{Fe} | 0,494 | 0,385 | 0,340 | 0,335 | 0,337 |
| n_m | 1,660 | 1,641 | 1,649 | Не опр. | 1,641 |

известны наиболее известковистые роговые обманки с наименьшим содержанием глинозема (Кицул, 1966₁). Роговая обманка из гиперстено-рого-вообманкового плагиосланца (проба II—I—а) характеризуется максимальным содержанием кремния при низком уровне кальция и особенно алюминия. Почти весь алюминий входит в тетраэдрическую

Таблица 9

Зависимость состава биотита в ассоциации Пл+Би+РО от состава породы

| Номер пробы | Содержание Al_2O_3 (вес. %) | | Al в биотите (ф. е.) | |
|-------------|---|-----------|----------------------|------|
| | в породе | в биотите | IV | VI |
| IV-I-б | 18,55 | 15,54 | 1,23 | 0,42 |
| 9/67 | 18,76 | 15,24 | 1,22 | 0,44 |
| 115 | 20,24 | 17,18 | 1,29 | 0,22 |

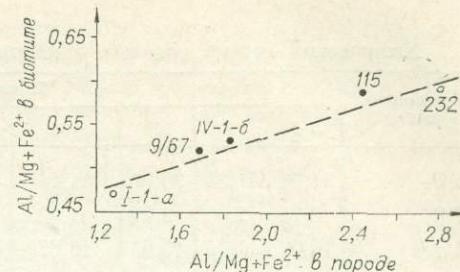


Рис. 3. Зависимость между отношением $\text{Al} : (\text{Mg} + \text{Fe})$ в биотитах и породах.

координацию. Амфиболы из четырехминеральной ассоциации двупироксено-рогообманковых плагиосланцев имеют промежуточные характеристики.

При обычном пересчете химических анализов роговых обманок на 13 катионов в большинстве случаев обнаруживается заметный недостаток воды, который лишь в пробе 2—150 компенсирован фтором. В роговых обманках относительно много титана, хотя и меньше, чем в биотитах. Высокое содержание алюминия, и в первую очередь Al^{VI} , титана, щелочей, а также низкое содержание воды отвечают высокотемпературным условиям образования пород (Соболев, 1965; Закруткин, 1961). Высокая железистость роговой обманки, сосуществующей с пироксенами,— также показатель высоких температур образования этих пород (Кориковский, 1968).

Ромбический пироксен в плагиосланцах всегда гиперстен. Он образует короткопризматические зерна, в шлифах бесцветные, лишь иногда с очень слабым плеохроизмом. Пределы колебания угла оптических осей $2V_{Np}$ от 51 до 62° . Обычно значения $2V_{Np}$ гиперстена в пределах шлифа не меняются более чем на $1-2^\circ$. Показатели преломления гиперстенов из плагиосланцев: $n_g=1,700-1,701$, $n_p=1,690-1,697$. Общая железистость 0,428—0,532, частная 0,415—0,503 (табл. 11). Общая и частная железистость гиперстенов коррелирует с соответствующими параметрами породы, причем общая железистость гиперстенов ниже, чем железистость пород, а частная — выше. Гиперстены из двупироксено-рогообманковых плагиосланцев более железисты, чем гиперстены из бездиопсидовых гиперстено-рогообманковых плагиосланцев. Железистость гиперстенов в биотито-гиперстеновых плагиосланцах больше железистости сосуществующих биотитов. В биотито-гиперстеновых плагиогнейсах (рис. 5, проба 232) наблюдается равенство частной железистости биотита и гипер-

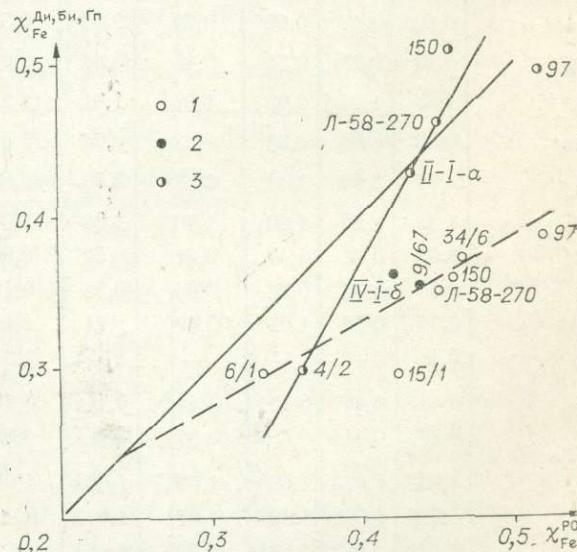


Рис. 4. Соотношение общей железистости роговой обманки и сосуществующих минералов.
1 — диопсида; 2 — биотита; 3 — гиперстена. Анализы 6/1, 15/1, 34/6, 6/6 из работы Б. И. Кипула (1966_{1,2}), Л-58-27 — из работы Б. Г. Лутца (1964).

Таблица 10

Химический состав роговых обманок из плагиосланцев Федоровской свиты

| Компоненты | Номер пробы | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| | П-I-a | 150 | 97 | 9/67 | 145 | 2-150 | 114 | IV-I-b | IV-I-a |
| SiO ₂ | 41,98 | 41,34 | 39,72 | 41,44 | 40,12 | 39,77 | 40,90 | 41,70 | 42,06 |
| TiO ₂ | 2,74 | 2,68 | 2,27 | 1,92 | 1,48 | 2,37 | 2,02 | 2,67 | 2,30 |
| Al ₂ O ₃ | 10,02 | 11,35 | 13,63 | 16,87 | 12,49 | 12,23 | 12,57 | 11,38 | 11,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,86 | 1,24 | 2,61 | 4,01 | 3,05 | 5,99 | 4,45 | 6,49 | 7,77 |
| FeO | 12,30 | 14,57 | 16,38 | 11,61 | 13,10 | 9,79 | 13,65 | 9,58 | 8,62 |
| MnO | 0,20 | 0,23 | 0,18 | 0,24 | 0,26 | 0,27 | 0,24 | 0,24 | 0,18 |
| MgO | 11,97 | 10,93 | 9,65 | 10,78 | 12,56 | 11,15 | 10,06 | 12,02 | 11,90 |
| CaO | 11,40 | 12,24 | 11,36 | 11,23 | 12,23 | 12,27 | 11,71 | 11,36 | 10,94 |
| Na ₂ O | 1,85 | 2,46 | 1,65 | 1,84 | 2,05 | 2,16 | 1,82 | 1,62 | 2,16 |
| K ₂ O | 1,73 | 1,74 | 2,05 | 0,18 | 2,05 | 2,29 | 2,40 | 1,69 | 1,81 |
| H ₂ O + | 0,60 | 0,84 | 1,10 | 0,51 | 0,75 | 1,11 | 1,06 | Не опр. | 0,72 |
| H ₂ O - | Не опр. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,08 | Не опр. | 0,04 | » | Не опр. |
| П.п. п. | » | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » | Не опр. | 1,51 | 0,43 |
| F | 0,97 | » | Сл. | Сл. | Сл. | 0,72 | Сл. | Не опр. | 0,55 |
| Попр. на F | 0,41 | — | — | — | — | -0,30 | — | — | -0,23 |
| Сумма | 99,21 | 99,62 | 100,60 | 100,63 | 100,22 | 99,82 | 100,32 | 100,26 | 100,47 |

Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов) и другие характеристики

| | | | | | | | | | |
|-------------------|-------|--------|-------|--------|-------|---------|--------|---------|---------|
| Si | 6,27 | 6,17 | 5,88 | 5,88 | 5,91 | 6,04 | 6,11 | 6,13 | 6,17 |
| Ti | 0,34 | 0,30 | 0,26 | 0,20 | 0,17 | 0,27 | 0,22 | 0,30 | 0,29 |
| Al ^{IV} | 1,73 | 1,83 | 2,12 | 2,12 | 2,09 | 1,96 | 1,89 | 1,87 | 1,83 |
| Al ^{VI} | 0,03 | 0,17 | 0,26 | 0,70 | 0,08 | 0,23 | 0,33 | 0,41 | 0,18 |
| Fe ³⁺ | 0,43 | 0,43 | 0,28 | 0,42 | 0,34 | 0,69 | 0,47 | 0,73 | 0,86 |
| Fe ²⁺ | 1,53 | 1,94 | 2,03 | 1,37 | 1,61 | 1,24 | 1,71 | 1,19 | 1,06 |
| Mn | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Mg | 2,67 | 2,43 | 2,14 | 2,28 | 2,76 | 2,53 | 2,24 | 2,64 | 2,61 |
| Ca | 1,82 | 1,95 | 1,80 | 1,70 | 1,93 | 2,00 | 1,88 | 1,79 | 1,73 |
| Na | 0,54 | 0,71 | 0,47 | 0,51 | 0,59 | 0,66 | 0,53 | 0,46 | 0,61 |
| K | 0,33 | 0,33 | 0,38 | 0,03 | 0,38 | 0,44 | 0,40 | 0,32 | 0,34 |
| OH | 0,59 | 0,66 | 1,09 | 0,49 | 0,74 | 1,11 | 1,06 | — | 0,71 |
| F | 0,46 | — | — | — | — | 0,34 | — | — | 0,26 |
| χ_{Fe} | 0,425 | 0,458 | 0,520 | 0,442 | 0,414 | 0,435 | 0,493 | 0,420 | 0,424 |
| $\chi'_{Fe^{2+}}$ | 0,365 | 0,444 | 0,487 | 0,376 | 0,368 | 0,329 | 0,432 | 0,310 | 0,289 |
| n_g | 1,688 | 1,678 | 1,699 | 1,686 | 1,684 | 1,680 | 1,684 | 1,687 | Не опр. |
| n_m | 1,678 | 1,673 | 1,689 | 1,678 | 1,674 | Не опр. | 1,674 | 1,677 | » |
| n_d | 1,670 | 1,662 | 1,681 | 1,664 | 1,664 | 1,665 | 1,664 | 1,667 | » |
| cNg | 20° | 19° | 15° | 16° | 15° | Не опр. | 16—17° | Не опр. | » |
| $2V_{Np}$ | 73° | 72,81° | 71° | 71—72° | 76° | * | 71° | » | » |

стена. Полученное значение экстремальных составов ($\chi_{Fe}=0,50$) выше, чем по расчету С. П. Кориковского (1967), и чуть ниже, чем по данным А. А. Маракушева (1965), для парагенезиса Би+Гп+Кв+Орт. Общая железистость гиперстена может быть больше или меньше железистости сосуществующей с ним роговой обманки (см. рис. 4), т. е. точка инверсии лежит в области реально наблюдаемых составов.

В гиперстено-роговообманковых плагиосланцах наблюдается сопряженное изменение глиноземистости гиперстенов и роговых обманок. Так, в пробе II-I-a в гиперстене 0,08Al и в роговой обманке — 1,77, а в пробе 4/2 (Кицул, 1966_{1,2}) в гиперстене 0,19Al и в роговой обманке — 2,26.

Моноклини́й пироксен в плифах амфиболсодержащих плагиосланцев бесцветный или очень слабо окрашен в серовато-зеленый цвет. Зерна этого минерала большей частью короткостолбчатые или изометричные. Лишь местами их форма подчинена контурам зерен

Таблица 11

Химический состав гиперстенов из плагиосланцев федоровской свиты

| Компоненты | Номер пробы | | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|---------|---------|---------|
| | II-I-a | 150 | 97 | 232 | I-I-a |
| SiO ₂ | 51,20 | 47,98 | 48,32 | 48,76 | 51,15 |
| TiO ₂ | 0,46 | 0,36 | 0,31 | 0,35 | 0,22 |
| Al ₂ O ₃ | 1,66 | 4,40 | 2,22 | 2,43 | 2,29 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,85 | 1,30 | 0,85 | 3,63 | 2,43 |
| FeO | 22,81 | 27,49 | 28,67 | 26,15 | 23,35 |
| MnO | 0,59 | 0,47 | 0,70 | 0,76 | 0,59 |
| MgO | 18,04 | 15,29 | 16,50 | 14,56 | 17,75 |
| CaO | 0,98 | 2,44 | 1,88 | 1,78 | 1,54 |
| Na ₂ O | 0,14 | Не опр. | 0,22 | 0,20 | 0,20 |
| K ₂ O | 0,16 | » | 0,35 | 0,25 | 0,14 |
| П. п. п. | 2,51 | » | Не опр. | Не обн. | Не опр. |
| H ₂ O | Не опр. | 0,20 | Не обн. | 0,68 | » |
| P ₂ O ₅ | » | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,19 |
| Сумма | 100,40 | 99,83 | 100,02 | 99,55 | 99,55 |

Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и другие характеристики

| | | | | | |
|-------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Si | 1,99 | 1,86 | 1,86 | 1,92 | 1,96 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Al _{IV} | 0,01 | 0,14 | 0,10 | 0,08 | 0,04 |
| Al _{VI} | 0,07 | 0,06 | — | 0,04 | 0,07 |
| Fe ³⁺ | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,11 | 0,06 |
| Fe ²⁺ | 0,74 | 0,89 | 0,92 | 0,86 | 0,75 |
| Mn | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 |
| Mg | 1,05 | 0,88 | 0,94 | 0,85 | 1,01 |
| Ca | 0,04 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,06 |
| Na | 0,01 | — | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| K | 0,01 | — | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| χ_{Fe} | 0,428 | 0,508 | 0,500 | 0,532 | 0,444 |
| χ'_{Fe}^{2+} | 0,415 | 0,503 | 0,493 | 0,501 | 0,424 |
| n_g | Не опр. |
| n_p | » | 1,696 | 1,696 | » | » |
| $2V_{Np}$ | 50—52° | 51° | 54° | 59—62° | » |

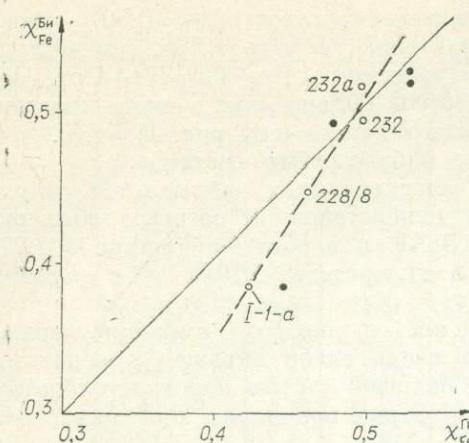


Рис. 5. Корреляция железистости существующих биотита и гиперстена в гиперстено-биотитовых магнетитсодержащих плагиосланцах (I—I_a), альмандинсодержащих гнейсах (228/8 — Кызыл, 1966_{2,4}) и гиперстено-биотитовых плагигнейсах без магнетита (232, 232a).

○ — железистость частная, ■ — общая.

Отчетливого различия состава не наблюдается, хотя в двушироксено-роговойобманковых плагиосланцах они в большинстве случаев более железисты.

В диопсидо-роговойобманковых плагиосланцах налицо ясная связь содержаний Al и Ca в диопсиде и роговой обманке (табл. 13). Причем сопряженному возрастанию количества алюминия отвечает сопряженное уменьшение содержания кальция.¹

Магнетит является обязательной составной частью всех разновидностей. Он образует мелкие (0,1—0,5 мм) изометрические выделения, реже — октаэдрические кристаллы. В пришлифовках иногда обнаруживаются тонкие прорастания магнетита со шпинелью и ильменитом. Вероятно, именно такими сростками определяются довольно высокие содержания в магнетитах TiO_2 и Al_2O_3 , которые обнаруживаются химическими анализами, причем без всякой видимой связи с содержанием этих компонентов в породах и вне зависимости от парагенезиса (табл. 14).

Ильменит в виде мелких зерен неправильной или гексагонально-таблитчатой формы встречается почти в каждой пробе — протолочке амфиболсодержащих плагиосланцев. В некоторых пробах его содержание достигает сотен граммов на тонну, однако чаще оно невелико. Основное количество ильменита сосредоточено в субмикроскопических или более грубых сростках с магнетитом.

Обычно считается, что при региональном метаморфизме все петрогенные элементы, за исключением воды и углекислоты, остаются инертными и, следовательно, состав метаморфических пород практически полностью определяется составом субстрата. В данном случае это подтверждается тонким чередованием разновидностей при постоянстве парагенезисов, выдержанном на больших площадях. Поэтому анализируются изотермическая и изобарическая системы метаморфического типа с фиксированными внешними условиями.

Минералы амфиболсодержащих плагиосланцев группируются в трехчетырехминеральные парагенетические ассоциации (разновидности): Пл+Би+Гп, Пл+РО+Гп, Пл+РО+Гп+Ди, Пл+РО+Би, Пл+РО+Ди, Пл+Би+Ди (везде с магнетитом), для которых, помимо вполне определенного и устойчивого минерального состава, характерно: а) опреде-

ляющие мелкие выделения клинопироксена иногда окаймляют зерна роговой обманки и гиперстена. Наблюдаются сростки клинопироксена с биотитом, магнетитом, включения мелких зерен плагиоклаза и роговой обманки.

В амфиболсодержащих плагиосланцах клинопироксены имеют: $2V_{Ng} = 57\text{--}60^\circ$, $cNg = 40\text{--}44^\circ$, $n_g = 1,704\text{--}1,707$, $n_p = 1,675\text{--}1,679$.

Химические анализы (табл. 12), как и оптические константы, позволяют считать клинопироксен плагиосланцев салитом, близким к диопсиду с несколько повышенным содержанием глинозема.

Общая железистость клинопироксенов из амфиболсодержащих плагиосланцев варьирует в пределах 0,300—0,400 и всегда ниже, чем у существующих роговой обманки и гиперстена, и соответственно ниже железистости породы (см. рис. 4).

клинопироксенов разных ассоциаций

ленные и относительно узкие интервалы колебаний состава минералов; б) отчетливое фазовое соответствие; в) $\phi < k_i$, а иногда даже $\phi \ll k_i$, где ϕ — число сосуществующих минералов, а k_i — число виртуальных инертных компонентов.

Все эти особенности представляются типичными для равновесных минеральных ассоциаций. Особого внимания заслуживает последняя особенность. Резкое сокращение числа минералов по сравнению с числом инертных компонентов должно бы вызвать увеличение числа внутренних степеней свободы ($n_{\text{внут}}$, Коржинский, 1957, 1973), т. е. увеличение числа независимо изменяющихся концентраций компонентов в минералах. Вместе с тем должна уменьшаться и взаимная зависимость состава минералов (фазовое соответствие), т. е. число не связанных между собой изоморфных замещений в минералах должно возрастать. Фактические наблюдения свидетельствуют об обратном: именно в маломинеральных ассоциациях (разновидностях) в большей степени проявляются сопряженные изменения состава минералов и четче выражена непосредственная зависимость состава минералов от состава породы. Стабильность состава минералов в относительно маломинеральных ассоциациях также не соответствует большой вариантиности системы.

Причины формирования маломинеральных ассоциаций в метаморфических породах до сих пор в литературе подробно не рассматривались, а их значение для целей парагенетического анализа подчас считается несущественным (Добрецов и др., 1970). Кроме того, есть мнение, что маломинеральные ассоциации вообще не характерны для гранулитовой фации метаморфизма и более обычны для условий амфиболитовой фации (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972). Постараемся рассмотреть возможные причины подобных противоречий.

Особенности минерального состава пород и химического состава минералов позволяют из всех компонентов выбрать виртуальные и использовать их концентрации в качестве координат состава.

Таблица 12

Химический состав моноклинных пироксенов из амфиболеодержащих плагиосланцев

| Компоненты | Номер пробы | | | |
|---|-------------|---------|---------|---------|
| | 150 | 97 | 145 | 19/67 |
| SiO ₂ | 49,48 | 49,12 | 48,98 | 50,40 |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,49 | 0,39 | 0,94 |
| Al ₂ O ₃ | 4,09 | 2,68 | 4,51 | 3,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,31 | 0,75 | 1,75 | 2,75 |
| FeO | 12,18 | 12,77 | 9,59 | 7,36 |
| MnO | 0,37 | 0,03 | 0,30 | 0,23 |
| MgO | 12,35 | 11,81 | 12,39 | 12,90 |
| CaO | 20,30 | 20,96 | 21,66 | 22,11 |
| Na ₂ O | Не опр. | 0,49 | Не опр. | Не опр. |
| K ₂ O | » | 0,29 | » | » |
| П. п. п. | » | Не обн. | » | » |
| H ₂ O [±] | 0,25 | » | Не обн. | Не обн. |
| P ₂ O ₅ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Сумма... | 99,71 | 99,39 | 99,57 | 99,87 |
| Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и другие характеристики | | | | |
| Si | 1,88 | 1,87 | 1,85 | 1,88 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 |
| Al _{IV} | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,12 |
| Al _{VI} | 0,06 | — | 0,05 | 0,03 |
| Fe ₃₊ | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,08 |
| Fe ₂₊ | 0,39 | 0,40 | 0,30 | 0,23 |
| Mn | 0,01 | — | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,70 | 0,68 | 0,70 | 0,72 |
| Ca | 0,82 | 0,85 | 0,88 | 0,89 |
| Na | — | 0,04 | — | — |
| K | — | 0,01 | — | — |
| χ_{Fe} | 0,359 | 0,388 | 0,334 | 0,299 |
| $\chi'_{\text{Fe}^{2+}}$ | 0,357 | 0,376 | 0,304 | 0,244 |
| n_g | 1,716 | Не опр. | 1,716 | 1,712 |
| n_m | 1,693 | » | 1,693 | 1,692 |
| n_p | 1,686 | 1,686 | 1,686 | 1,683 |
| cN_g | 46° | 45° | 49° | 45° |
| $2V_{Ng}$ | 54° | Не опр. | 61° | 59—60° |

Таблица 13

Число формульных единиц алюминия и кальция в дюпситах и роговых обманках из дюпсито-рогово-обманковых плагиосланцев

| Элемент | Минерал | Номер пробы | | | |
|---------|-----------------|-------------|-------|-------|------|
| | | 6/1* | 15/1* | 34/6* | 145 |
| Al | Роговая обманка | 1,54 | 1,75 | 4,86 | 2,17 |
| | Дюпсид | 0,07 | 0,08 | 0,14 | 0,20 |
| Ca | Роговая обманка | 2,34 | 2,10 | 1,97 | 1,93 |
| | Дюпсид | 4,02 | 0,90 | 0,91 | 0,88 |

* По В. И. Кичулу (1960₁, 2).

Таблица 14

Химический состав магнетитов из амфиболеодержащих плагиосланцев федоровской свиты

| Компоненты | Номер пробы | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|-------|---------|
| | 127 | 150 | 145 | 114 |
| SiO ₂ | 0,46 | 0,90 | 1,36 | 2,20 |
| TiO ₂ | 5,82 | 4,00 | 3,02 | 5,64 |
| Al ₂ O ₃ | 6,98 | 0,97 | 2,39 | 0,47 |
| Fe ₂ O ₃ | 54,69 | 62,22 | 61,96 | 60,28 |
| FeO | 29,45 | 28,37 | 27,29 | 29,45 |
| MnO | 0,18 | 0,21 | 0,17 | 0,12 |
| MgO | 0,72 | 1,37 | 1,86 | 0,63 |
| CaO | Сл. | Сл. | 0,42 | Не обн. |
| H ₂ O | 0,29 | Не обн. | 0,27 | 0,27 |
| Собщ | 1,81 | 2,49 | 1,60 | 1,78 |
| Попр. на S | -0,90 | -1,24 | -0,80 | -0,86 |
| Сумма . . | 99,49 | 99,23 | 99,24 | 99,92 |
| TiO ₂ (в породе) | 1,09 | 1,29 | 0,95 | 1,05 |

Формульные коэффициенты (расчет на 3 катиона)

| | | | | |
|------------------|------|------|------|------|
| Si | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,08 |
| Ti | 0,16 | 0,11 | 0,09 | 0,16 |
| Al | 0,31 | 0,05 | 0,11 | 0,02 |
| Fe ³⁺ | 1,54 | 1,81 | 0,77 | 1,75 |
| Fe ²⁺ | 0,92 | 0,91 | 0,87 | 0,95 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | — | — |
| Mg | 0,04 | 0,08 | 0,11 | 0,04 |

имеется во всех породах и притом везде одна, поскольку железистость минералов изменяется сопряженно и варьирует в соответствии с колебаниями железистости самих пород.

Аналогичные рассуждения можно провести и в отношении K₂O и Na₂O. Основания к объединению их в один компонент (Na, K)₂O следующие. При отсутствии ортоклаза наиболее «калиевый» минерал — биотит. Однако его содержание в породах значительно меньше, чем, например, роговой обманки и плагиоклаза, в которых и рассеяна большая часть калия. Содержание K₂O в породах почти не меняется при переходе от биотиг-

Постоянное присутствие в породах ильменита, магнетита и апатита дает право считать TiO₂, P₂O₅ и Fe₂O₃ обособленными компонентами. MnO, устанавливаемая весовым химическим анализом, представляет, по-видимому, компонент-примесь, поскольку ее содержание в минералах крайне незначительно и нет никаких особых фаз, обогащенных этим компонентом. MgO, FeO, как показал Д. С. Коржинский (1957, 1973), могут быть объединены в один компонент (Mg, FeO) при условии, что с изменением соотношения FeO : MgO новых железо-магнезиальных минералов не появляется. Объединение MgO и FeO основано на представлении об их изоморфизме, проявляющемся независимо от содержания других компонентов. Подразумевается, что их концентрации в каждом из минералов взаимозависимы. В нашем случае все породы характеризуются примерно одним уровнем железистости, т. е. смена парагенетических зон определяется изменением соотношения других компонентов. Во всех цветных минералах MgO и FeO при парагенетическом анализе можно считать взаимозависимыми и объединять в один «изоморфный» компонент (Mg, Fe)O. Внутренняя степень свободы, связанная с изменением железистости,

содержащих к безбиотитовым разновидностям, к примеру, от биотитово-роговообманковых к диопсидо-роговообманковым плагиосланцам. Кроме того, с исчезновением биотита число фаз не меняется, но при этом заметно увеличивается количество K_2O в плагиоклазе, даже если общее содержание K_2O в породе понижается (см. табл. 6). Следовательно, для смены рассматриваемых ассоциаций изменение соотношения $K_2O : Na_2O$ несущественно и данная степень свободы при анализе парагенезисов может не учитываться.

Таким образом, независимых виртуальных инертных компонентов в системе пять: SiO_2 , Al_2O_3 , $(Mg, Fe)O$, CaO , $(Na, K)_2O$. Пяти виртуальныминертым компонентам соответствует предельная (по числу фаз) ассоциация пяти главных минералов, образующая в совокупности петрографический тип амфиболсодержащих плагиосланцев: Пл+Би+РО+Гп+Ди. В системе из пяти независимых компонентов пятиминеральная ассоциация должна бы быть nonвариантной (при постоянстве внешних условий число степеней свободы $c = n_{\text{внеш}} - 0$). Однако при определении числа степеней свободы системы должны быть учтены и возможные дополнительные условия, ограничивающие изменение параметров состояния, т. е. сокращающие вариатность системы. С учетом числа дополнительных связей α правило фаз для метаморфических систем приобретает вид $c = k_i - \phi - \alpha$ (Булах, 1968). Из теории экстремальных состояний, разработанной Д. С. Коржинским (1963), следует, что число степеней свободы сокращается, если парциальные параметры фаз, в частности концентрации компонентов в минералах, связаны линейной зависимостью. В этом случае α равно числу линейных уравнений.

Геометрически эти зависимости выражаются следующим образом: если пропорцией связаны два компонента в двух фазах, то на двухкомпонентных диаграммах составы минералов ложатся на линию инверсии; если линейно связаны составы трех минералов, то на треугольной диаграмме их фигуративные точки ложатся на одну конноду; связь четырех минералов выражается тем, что в тетраэдре все четыре минерала лежат в одной плоскости.

Следовательно, nonвариантность пятиминеральной ассоциации может быть обеспечена лишь при отсутствии таких линейных связей между составами минералов, т. е. когда $\alpha = 0$. И если концентрации компонентов в минералах действительно независимы ($\alpha = 0$), то должны существовать реальные плагиосланцы с четырьмя цветными минералами (ассоциация Пл+Би+РО+Гп+Ди) вполне определенного состава.

Таких пород в федоровской свите нет. Составы пород внутри фазового многогранника Пл—Би—РО—Гп—Ди реализуются всегда в форме четырехминеральных, трехминеральных или двухминеральных ассоциаций с плагиоклазом и тремя, двумя или одним цветным минералом. Обусловлено это в первую очередь существованием линейной зависимости вида $Bi + Di = Gp + RO$, которая легко устанавливается графически в тетраэдре с вершинами Ca , Si , Al , (Mg, Fe) : фигуративные точки всех цветных минералов лежат в одной плоскости, т. е. конноды Би — Ди и Гп — РО, проведенные через центры тяжести областей составов минералов, пересекаются в пространстве (Утенков, 1973). В системе из пяти виртуальных инертных компонентов ($k_i = 5$) с одной связью пятиминеральная ассоциация неустойчива ($\phi = 5$, $c = -1$).

Плоскость цветных минералов проходит через вершину Al , так как на проекции из вершины тетраэдра Al , т.е. на треугольной диаграмме $Ca - Si - (Mg, Fe)$, области их составов располагаются на одной конноде (рис. 6,а). Таким образом, в четырехминеральных ассоциациях связь между составами цветных минералов (только уже трех) сохраняется. При этом из всех возможных четырехминеральных комбинаций среди кристаллических сланцев федоровской свиты реально наблюдается лишь одна: это двупироксено-роговообманковые плагиосланцы (Пл+РО+Гп+Ди). С учет-

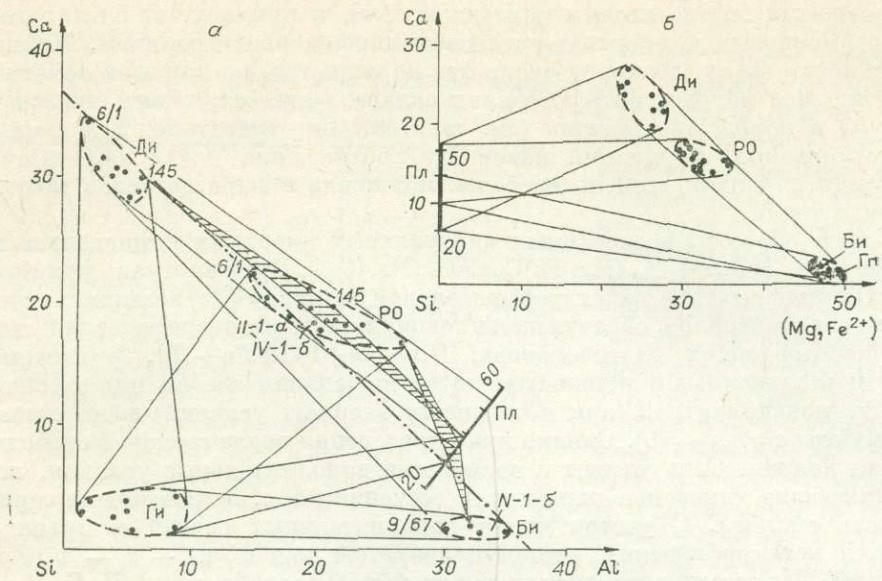


Рис. 6. Диаграммы состав-парagenезис амфиболсодержащих плагиосланцев в координатах $\text{Ca} - \text{Si} - (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ (а) и $\text{Ca} - \text{Si} - \text{Al}$ (б).
Штрих-пунктиром показана линия экстремальных составов $\text{Би} - \text{Ди} - \text{РО}$.

том связи между составами цветных минералов $\text{Ди} = \text{Гп} = \text{РО}$ эта ассоциация моновариантна.

Остальные четырехминеральные ассоциации: $\text{Пл} + \text{Би} + \text{РО} + \text{Ди}$ и $\text{Пл} + \text{Би} + \text{РО} + \text{Гп}$, которые совместно с двушироксеном-роговообманковыми плагиосланцами полностью исчерпывают возможные составы пород внутри фазового многогранника $\text{Пл} - \text{РО} - \text{Би} - \text{Гп} - \text{Ди}$, оказываются неустойчивыми. Однородных пород такого состава в федоровской свите нет. Легко показать, что в этих ассоциациях действуют дополнительные связи, уменьшающие число существующих минералов.

В частности, в четырехминеральной ассоциации $\text{Пл} + \text{Би} + \text{РО} + \text{Ди}$ области составов минералов так взаиморасположены в системе $\text{Ca} - \text{Si} - \text{Al}$, что в зависимости от состава пород оказывается реализованным одно из равновесий: $\text{Ди} + \text{Пл} = \text{РО}$, $\text{Ди} + \text{Би} = \text{Пл}$ или $\text{РО} + \text{Би} = \text{Пл}$ (см. рис. 6, б). Но, поскольку, кроме того, действуют связи между цветными минералами, равновесие всех четырех минералов становится невозможным ($k_i = 5$, $\phi = 4$, $\alpha = 2$, $c = -1$) и один из них исчезает. Первое равновесие осуществляется без биотита, второе — без роговой обманки, третье — без диопсида. Каждая из трехминеральных ассоциаций моновариантна, и составы минералов варьируют строго в рамках, заданных связями ограничений. Плагиоклаз из биотито-диопсидовых полосок плагиосланцев оказывается наиболее кислым, плагиоклаз из диопсидо-роговообманковых полосок — более основным. При одном и том же составе плагиоклаза в биотито-роговообманковых плагиосланцах резкоглиниземистой оказывается роговая обманка.

Интересно, что реализация сингулярного равновесия $\text{РО} + \text{Би} = \text{Пл}$ (проба 9/67, см. рис. 6, б) сопровождается тенденцией к выравниванию отношения $\text{Al} : \text{Si}$ во всех трех минералах. При этом конноды ориентируются в сторону вершины, противоположной основанию треугольника $\text{Al} - \text{Si}$. Точно так же направлены конноды и в проекции $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) - \text{Si} - \text{Al}$, где минералы оказываются связанными равновесием $\text{Би} + \text{Пл} = \text{РО}$. При выполнении всех трех зависимостей (включая равенство отношений $\text{Al} : \text{Si}$) равновесие биотита, роговой обманки и плагиоклаза

невозможно ($k_i=5$, $\phi=3$, $\alpha=3$, $c=-1$). Вероятно, это и является причиной возникновения биминеральных роговообманково-плагиоклазовых по-лосок в биотитово-роговообманковых плагиосланцах, отличающихся максимальной глиноземистостью.

Взаиморасположение парагенетических треугольников на проекции $\text{Ca} - \text{Si} - \text{Al}$ дает возможность проследить смену трехминеральных ассоциаций в зависимости от их валового состава. Если переход от диопси-до-роговообманковых плагиосланцев к биотито-роговообманковым вызван увеличением содержания глинозема по сравнению с кальцием и кремнием, то ассоциация биотита, диопсида и относительно кислого плагиоклаза отвечает наиболее кремнистым составам пород.

Разделение четырехминеральной ассоциации $\text{Пл} + \text{Би} + \text{РО} + \text{Гп}$ на трехминеральные $\text{Пл} + \text{Би} + \text{Гп}$ и $\text{Пл} + \text{РО} + \text{Гп}$ достигается, очевидно, аналогичным образом. Нонвариантное равновесие обеспечивается тем, что области составов биотита и гиперстена в системе $\text{Ca} - \text{Si} - (\text{Mg}, \text{Fe})$ совпадают (см. рис. 6, а, связь $\text{Гп} = \text{Би}$). Однако и здесь минералы участвуют в дополнительных связях (Утенков, 1973) : $\text{Би} + \text{Пл} = \text{РО}$ и $\text{Гп} + \text{Пл} = \text{РО}$ в системе $(\text{Mg}, \text{Fe}) - \text{Al} - \text{Si}$ и $\text{РО} + \text{Би} = \text{Пл}$ в системе $\text{Ca} - \text{Si} - \text{Al}$. Реализация каждой из них исключает присутствие третьего минерала, поэтому вместо одной четырехминеральной ассоциации обычно наблюдается чередование трехминеральных $\text{Пл} + \text{РО} + \text{Гп}$ и $\text{Пл} + \text{Би} + \text{Гп}$ с одной связью и одной степенью свободы в каждой. Переход между ними, судя по расположению парагенетических треугольников, обусловлен изменением содержания в породах кальция по отношению к кремнию и алюминию (см. рис. 6, б).

Таким образом, могут быть сформулированы следующие основные закономерности поведения парагенетических ассоциаций минералов в амфиболсодержащих плагиосланцах.

1. Смена парагенезисов обусловливается изменением соотношения виртуальных инертных компонентов, и в первую очередь $\text{Ca}, \text{Si}, \text{Al}$.

2. Устойчива и нонвариантна одна четырехминеральная ассоциация — двупироксено-роговообманковые плагиосланцы. Остальные четырехминеральные ассоциации неустойчивы из-за наличия дополнительных связей между составами минералов.

3. Трехминеральные ассоциации — разновидности кристаллических сланцев — устойчивы и моновариантны. Моновариантность их подтверждается тем, что состав минералов весьма стабилен в пределах отдельных шлифов и образцов и изменяется только при изменении состава пород, прослеживается четкая зависимость состава большинства минералов от состава пород в отношении виртуальных инертных компонентов, составы минералов изменяются сопряженно.

БЕСКВАРЦЕВЫЕ БЕЗАМФИБОЛОВЫЕ ОСНОВНЫЕ СЛАНЦЫ И ПЛАГИОСЛАНЦЫ

В разрезе эти породы образуют тонкослоистые пачки, состоящие из чередующихся пластов, достаточно хорошо выдержаных по мощности и простирианию. Среди различных разновидностей безамфиболовых сланцев обычны диопсидо-роговообманковые и биотито-диопсидовые плагиосланцы. Для рассматриваемой группы пород характерен клинопироксен в качестве главного цветного, а подчас и единственного минерала. Кроме клинопироксена в некоторых разновидностях главным минералом является плагиоклаз основной (№ 75—100) или кислый (№ 30—50). На долю диопсида и плагиоклаза в том и другом случае приходится 95—99 % объема породы (табл. 15). В плагиосланцах с кислым плагиоклазом присутствует сфеен или флогопит. С диопсидовыми плагиосланцами тесно ассоции-

Таблица 15

Средний состав безамфиболовых основных плагиосланцев и сланцев (в % площади шлифа)

| Индекс | Разновидность | Количество шлифов | Плагиоклаз | | Диопсид | Флогопит | Сфен | Шпинель | Магнетит | Другие минералы |
|----------------|---|-------------------|------------|--------|---------|----------|------|---------|----------|-----------------|
| | | | основной | кислый | | | | | | |
| Д ₁ | Флогопито-диопсидовые плагиосланцы (с кислым плагиоклазом и сфеном) | 20 | Нет | 55 | 40 | 3 | 0—2 | Нет | Нет | 1—2 |
| Д ₂ | Диопсидовые сланцы | 12 | » | Нет | 96—100 | Нет | Нет | 0—8 | 0—1 | 1 |
| Д ₄ | Диопсидовые плагиосланцы (с основным плагиоклазом) | 8 | 51 | » | 43 | » | 1—2 | Нет | Нет | 4—5 |

ируют бесполевошпатовые сланцы, состоящие почти нацело из одного диопсида, в которых только в виде микропримеси обнаруживаются шпинель и магнетит. Дополняют эту группу пород кальцифиры, переслаивающиеся в разрезах с диопсидовыми сланцами, реже с диопсидовыми плагиосланцами.

Диопсидовые плагиосланцы — серые и зеленовато-серые мелкозернистые породы, иногда массивные, но чаще тонконолосчатые. Сланцеватый и одновременно линзовидно-полосчатый облик имеют флогопито-диопсидовые плагиосланцы. Диопсидовые сланцы — массивные, среднезернистые и равномерно-зернистые породы с темной серовато-зеленой, иногда почти черной окраской и совершенной идиобластовой, торцовой, гомеогранобластовой микроструктурой.

В чередовании разновидностей диопсидовых плагиосланцев и сланцев имеются характерные особенности. Среди плагиосланцев с кислым плагиоклазом наблюдается исключительно тонкая полосчатость, обусловленная чередованием флогопит- и сфено-содержащих прослоев. В присутствии флогопита сфен либо исчезает полностью, либо присутствует в виде мельчайших зерен, которые, как правило, не соприкасаются с чешуйками флогопита. В трехминеральных ассоциациях Пл+Ди+Сф и Пл+Ди+Фл распределение минералов равномерное, таблички флогопита всегда идiomорфны, а зерна сфена округлы и никогда не образуют агрегатных выделений.

Если чередование сфен- и флогопитсодержащих прослоев тонкое, а переходы между ними постепенные и проявляются в антагонизме зерен сфена и чешуйек флогопита, то чередование диопсидовых плагиосланцев с кислым плагиоклазом с остальными разновидностями более грубое, контакты резкие. Между плагиосланцами с кислым и плагиосланцами с основным плагиоклазом почти всегда есть прослои мономинеральных диопсидовых сланцев или кальцифиров. На контактах плагиосланцев и сланцев происходит не постепенное, а резкое изменение цветного числа от 40—50 до 100 %. Близи контакта в плагиосланцах часто появляются мономинеральные сегрегации диопсида, похожие на очень тонкие прослои диопсидовых сланцев. Насыщенные этими сегрегациями породы имеют ярко выраженную полосатую текстуру.

Основные кристаллические сланцы отличаются высоким содержанием магнезии и извести и малым — щелочей (табл. 16). Они относятся к породам нормального ряда, недосыщены кремнеземом, причем в наибольшей степени — диопсидовые плагиосланцы с основным плагиоклазом. Последние же максимально глиноземисты и известковисты.

Таблица 16

Средний химический состав разновидностей диопсидовых плагиосланцев и сланцев

| Компо-ненты и числовые характеристики | Диопсидовые плагиосланцы с кислым плагиоклазом | | | Диопси-довые плагиосланцы с основным плагиоклазом (4) | Диопси-довые сланцы (7) |
|---------------------------------------|--|----------------|------------------|---|-------------------------|
| | все (10) | со сфе-ном (4) | с флогопитом (6) | | |
| SiO ₂ | 54,3 1,4 | 54,1 1,9 | 54,4 1,3 | 46,2 1,4 | 50,4 1,6 |
| TiO ₂ | 0,49 0,24 | 0,55 0,39 | 0,44 0,17 | 0,74 0,62 | 0,36 0,47 |
| Al ₂ O ₃ | 12,23 1,33 | 11,90 1,47 | 12,44 1,32 | 19,46 3,55 | 4,24 1,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,86 0,55 | 1,08 0,57 | 0,71 0,55 | 1,23 0,65 | 2,77 0,50 |
| FeO | 2,73 0,52 | 2,68 0,36 | 2,76 0,90 | 2,77 0,95 | 2,23 1,41 |
| MgO | 9,01 0,83 | 8,51 1,05 | 9,34 0,52 | 7,32 1,42 | 15,52 1,16 |
| CaO | 15,22 0,98 | 15,47 0,67 | 15,05 1,20 | 20,74 1,22 | 23,41 0,97 |
| Na ₂ O | 3,38 0,49 | 3,83 0,42 | 3,07 0,30 | 0,96 0,48 | 0,37 0,50 |
| K ₂ O | 1,27 0,42 | 1,08 0,41 | 1,24 0,49 | 0,40 0,28 | 0,15 0,41 |
| <i>a</i> | 8,6 | 10,3 | 8,0 | 2,7 | 0,8 |
| <i>c</i> | 13,3 | 2,8 | 3,8 | 11,8 | 2,0 |
| <i>b</i> | 30,9 | 31,0 | 30,7 | 30,7 | 48,3 |
| <i>S</i> | 57,2 | 56,9 | 57,5 | 54,8 | 48,9 |
| <i>f'</i> | 9,8 | 10,5 | 9,6 | 12,4 | 7,8 |
| <i>m'</i> | 45,6 | 42,6 | 47,6 | 41,4 | 46,2 |
| <i>c'</i> | 44,6 | 46,9 | 42,8 | 46,2 | 46,0 |
| <i>n</i> | 80,2 | 83,5 | 78,5 | 79,5 | 78,6 |
| <i>Q</i> | -6,1 | -10,2 | -4,8 | -7,6 | -5,8 |

Примечание. В скобках указано число анализов.

Относительно маложелезистые диопсидовые сланцы содержат повышенное количество окисного железа. В сланцах, где макроскопически не видно примеси шпинели и магнетита, общая железистость 0,110—0,150, в шпинельсодержащих — 0,120—0,270. Появление заметных количеств магнетита отмечается при железистости выше 0,150.

К числу породообразующих минералов в рассматриваемой группе пород следует относить лишь плагиоклазы (андезин и битовнит-аортит) и клинопироксен. Все остальные вследствие малых содержаний могли бы считаться аксессорными. Но в то же время некоторые из этих минералов (флогопит, сфен, шпинель, магнетит) весьма характерны для отдельных разновидностей, т. е. являются типоморфным признаком породы.

Плагиоклазы по составу образуют два крупных класса: андезины (№ 30—50) и битовнит-аортиты (№ 75—100). Промежуточные составы в неизмененных равновесных породах не встречались. Состав плагиоклаза в пределах шлифа или образца практически одинаков, лишь иногда во флогопито-диопсидовых плагиосланцах отмечаются полосочки, где состав плагиоклаза меняется скачком: например, 34—39 или даже 32—43.

Плагиоклазы четко сдвойникованы: кислые — по альбитовому и актиниковому, основные — по альбитовому, периклиновому, иногда манебахскому закону. Зональные плагиоклазы с более кислой периферией наблюдались только однажды — на контакте диопсида-аортитовых и диопсида-сланцев.

Клинопироксен представлен диопсидом бутылочно-зеленого цвета в образцах и бесцветным в шлифах. Самая светлая окраска у диопсида, ассоциирующего с флогопитом, наиболее темная — в диопсидовых плагиосланцах с основным плагиоклазом. Показатели преломления клинопироксена из основных безамфиболовых сланцев ниже, чем из амфиболовсодержащих плагиосланцев, укладываются в пределы $n_g=1,700$ — $1,712$, $n_p=1,672$ — $1,683$. Наиболее сильно они варьируют в шпинельсодержащих диопсидовых сланцах. Константы пироксена из флогопито-диопсидовых плагиосланцев отличаются постоянством: $n_g=1,704$ — $1,707$, $n_p=1,675$ — $1,679$ (данные 8 определений). Угол оптических осей $2V_{Ng}$ и

угол угасания cNg независимо от ассоциации колеблются соответственно в пределах 56° — 62° и 41° — 48° .

Железистость клинепироксенов из основных безамфиболовых сланцев ($0,100$ — $0,270$) значительно ниже, чем в пироксенах из амфиболосодержащих плагиосланцев (табл. 17). В плагиосланцах железистость пироксенов и пород практически одинакова. В диопсидовых сланцах железистость пироксенов несколько ниже, чем пород, очевидно, из-за присутствия более железистой шпинели и магнетита.

Очень существенной особенностью состава пироксенов из диопсидовых сланцев является высокое содержание Al_2O_3 , достигающее $11,9\%$. Заметно, что количество алюминия в пироксene возрастает с увеличением содержания в этих породах шпинели (№ Б-36, Б-96, Б-110, 155 в табл. 17), т. е. с увеличением глиноземистости пород. В общем случае при этом одновременно в $1,5$ — 2 раза повышается количество алюминия как в тетраэдрической, так и в октаэдрической позиции. Высокоглиноземистые и маложелезистые диопсиды в штуфах наиболее темноокрашенные, хотя в шлифах они бесцветны или имеют очень слабый зеленоватый оттенок. Привлекает внимание хорошо выраженная в них дисперсия осей индикаторы и очень сильная дисперсия оптических осей $\rho \gg v$, причем дисперсия оси B выражена значительно сильнее, чем оси A .

Важной характеристикой представляется и соотношение окисного и закисного железа. В пироксенах из плагиосланцев окисного железа всегда меньше, чем закисного. В пироксенах из диопсидовых сланцев со шпинелью и магнетитом соотношения часто обратные.

По содержанию щелочей (главным образом натрия) в пироксенах из разных ассоциаций на первый взгляд никаких различий нет. Однако по отношению $(Na+K)/Al$ пироксены плагиосланцев и диопсидовых сланцев четко различаются: в диопсидовых сланцах средняя величина этого отношения (из 10 анализов)— $0,13$, а в плагиосланцах (из 3 анализов)— $0,28$. Наибольшей же величины ($0,45$) это отношение достигает в пироксene VI—2 из ассоциации Пл₄₈+Ди+Сф.

Флогопит входит в состав одной из двух разновидностей диопсидовых плагиосланцев с кислым плагиоклазом. Он образует субпараллельно ориентированные таблички с хорошо выраженным пинакоидальными и торцовыми гранями. Окраска флогопита в образцах светло-бурая или золотисто-коричневая, в шлифах — оранжево-бурая II Нт и светло-желтая или оранжевая II Нр. Показатели преломления довольно устойчивы: $n_m=1,610$ — $1,626$ (6 замеров). Характерен значительный угол оптических осей $2V_{Np} \approx 15^{\circ}$ — 30° и дисперсия $v > \rho$.

Химический состав флогопита из диопсидовых плагиосланцев (табл. 18) позволяет относить минерал к ряду флогопит-аннит. Как и в слюдах из других кристаллических сланцев, здесь обнаруживается недостаток в группе $(OH+F)$. По соотношению магния и железа данный образец относится к флогопитам. Железистость и показатель преломления строго соответствуют линии, связывающей эти параметры во флогопитах (Ушакова, 1971), и отклоняются от графика, предложенного тем же автором для биотитов.

Шпинель входит в состав бесполевошпатовых диопсидовых сланцев, образуя равномерно рассеянную мелкую (<1 — 2 мм) вкрашенность. По данным В. А. Галюка (1957), В. А. Галюка, Б. М. Шмакина (1961), содержание шпинели в пластовых диопсидовых породах может достигать 15 — 25% , а размеры ее зерен — до 2 см. И то и другое представляется сильно завышенным для неизмененных сланцев, так как увеличение концентрации шпинели вместе с ростом размеров ее зерен характерно для некристаллизованных участков породы. При этом выделения шпинели образуют сгустки, пятна, резко усиливающие неоднородность породы.

Химический состав клинопироксенов из безамфиболовых основных сланцев и плагиосланцев

| Компо-ненты | 208 | 33/67 | VI-2 | VI-4 | 155 | 2-129 | Ю-6 | 25-218 | Ю-7а | 15-30 | Б-36 | Б-96 | Б-45 | Б-110 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|--------|---------|-------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 51,00 | 52,52 | 51,80 | 49,52 | 48,34 | 52,05 | 49,64 | 52,30 | 49,54 | 49,68 | 45,30 | 46,76 | 50,02 | 47,44 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,31 | 0,69 | 0,89 | 0,10 | 0,17 | 0,71 | 0,36 | 0,36 | 0,53 | 0,69 | 0,83 | 0,47 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 3,31 | 1,94 | 2,60 | 4,40 | 6,35 | 2,72 | 5,10 | 1,70 | 3,74 | 4,25 | 10,76 | 8,72 | 5,78 | 9,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,47 | 1,58 | 2,57 | 3,13 | 3,63 | 2,62 | 2,56 | 2,74 | 3,65 | 3,05 | 3,29 | 2,92 | 2,13 | 3,25 |
| FeO | 5,57 | 5,33 | 3,00 | 5,56 | 1,03 | 0,72 | 1,80 | 2,33 | 4,96 | 1,15 | 3,45 | 3,45 | 2,69 | 2,37 |
| MnO | 0,30 | 0,26 | 0,20 | 0,33 | 0,06 | 0,06 | 0,17 | 0,21 | 0,21 | 0,12 | 0,28 | 0,28 | 0,28 | 0,28 |
| MgO | 15,72 | 15,44 | 14,50 | 12,50 | 15,84 | 15,50 | 15,10 | 15,80 | 13,99 | 16,07 | 12,88 | 12,58 | 14,43 | 12,98 |
| CaO | 22,12 | 22,14 | 23,10 | 23,40 | 24,70 | 24,58 | 24,22 | 23,40 | 22,60 | 24,65 | 23,64 | 23,30 | 23,36 | 23,36 |
| Na ₂ O | 0,32 | Не опр. | 0,60 | 0,54 | 0,28 | 0,45 | 0,27 | 0,50 | 0,54 | 0,27 | 0,15 | 0,20 | 0,14 | 0,12 |
| K ₂ O | Сл. | » | 0,14 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | Не обн. | Не обн. | 0,05 | 0,10 | 0,07 | 0,06 |
| П. п. п. | Не опр. | » | 0,93 | 0,89 | Не опр. | 0,78 | 0,72 | 0,95 | 0,96 | 0,66 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Сумма . | 100,11 | 99,52 | 100,13 | 100,94 | 100,41 | 99,42 | 100,35 | 100,34 | 100,40 | 100,43 | 100,49 | 99,14 | 99,37 | 99,57 |

Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и другие характеристики

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Si | 1,88 | 1,95 | 1,93 | 1,85 | 1,75 | 1,94 | 1,78 | 1,93 | 1,85 | 1,82 | 1,66 | 1,75 | 1,85 | 1,76 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | — | — | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| AlIV | 0,12 | 0,05 | 0,07 | 0,15 | 0,25 | 0,06 | 0,22 | 0,07 | 0,15 | 0,18 | 0,34 | 0,25 | 0,45 | 0,24 |
| AlVI | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | — | — | 0,01 | — | 0,13 | 0,13 | 0,10 | 0,15 |
| Fe ²⁺ | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,06 | 0,09 |
| Fe ²⁺ | 0,17 | 0,17 | 0,09 | 0,17 | 0,03 | 0,02 | 0,14 | 0,07 | 0,15 | 0,04 | 0,11 | 0,11 | 0,08 | 0,07 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,86 | 0,85 | 0,80 | 0,70 | 0,86 | 0,86 | 0,81 | 0,87 | 0,78 | 0,88 | 0,70 | 0,70 | 0,79 | 0,72 |
| Ca | 0,87 | 0,88 | 0,92 | 0,93 | 0,96 | 0,98 | 0,93 | 0,92 | 0,90 | 0,97 | 0,93 | 0,94 | 0,94 | 0,93 |
| Na | 0,02 | — | 0,05 | 0,04 | 0,02 | — | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| % Fe | 0,198 | 0,195 | 0,168 | 0,270 | 0,432 | 0,401 | 0,209 | 0,144 | 0,249 | 0,119 | 0,220 | 0,212 | 0,152 | 0,487 |
| % Fe ²⁺ | 0,167 | 0,160 | 0,104 | 0,201 | 0,034 | 0,025 | 0,152 | 0,075 | 0,166 | 0,028 | 0,130 | 0,133 | 0,096 | 0,093 |
| n _g | 1,707 | 1,712 | Не опр. |
| n _m | Не опр. | 1,629 | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » | » |
| n _p | 1,677 | 1,683 | » | » | » | » | » | » | » | » | 44° | 43—44° | 42° | 44° |
| cNg | 43° | 44° | 40° | 41° | 43—48° | » | 42° | » | » | » | 57° | 57° | 56° | 56—57 |
| 2VN | 60° | 58° | 57° | 61° | 60—62° | » | 56—57° | » | » | » | 57° | 57° | 56° | 56—57 |

Примечание. Анализы Ю-6, Ю-7а, 2-129 — из бесполевошпатовых диопсидовых сланцев месторождения Южного; остальные см. табл. 4.

Таблица 18

Химический состав флогопита из флогопито-диопсидового плагиосланца и магнетита и шпинели из диопсидовых сланцев

| Компоненты | Флогопит 236 | Шпинель | | | Магнетит 16 |
|--------------------------------|-----------------|---------|---------|---------|----------------|
| | | 223 | 186/55 | 1537а | |
| SiO ₂ | 36,44 | 1,07 | 4,14 | 1,52 | 0,69 |
| TiO ₂ | 2,95 | 0,21 | Не обн. | Не обн. | 1,33 |
| Al ₂ O ₃ | 13,49 | 60,83 | 50,98 | 64,04 | 1,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,65 | 4,87 | 12,30 | 2,89 | 64,80 |
| FeO | 3,31 | 13,58 | 13,50 | 10,45 | 28,74 |
| MnO | Не опр. | 0,29 | 0,23 | Не опр. | 0,20 |
| MgO | 22,34 | 18,51 | 17,88 | 20,12 | 1,04 |
| CaO | Сл. | 0,50 | 0,81 | 1,41 | 0,32 |
| Na ₂ O | 0,18 | Не опр. | 0,14 | Не обн. | Не опр. |
| K ₂ O | 10,02 | » | 0,55 | » | » |
| H ₂ O+ | 1,58 | » | Не обн. | » | » |
| H ₂ O— | Не обн. | » | » | » | » |
| F | 2,20 | » | Не опр. | Не опр. | » |
| Попр. на F | 0,93 | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | Не опр. | 0,10 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Sобщ | » | Не опр. | » | » | 0,50 |
| Сумма . . | 99,33 | 99,96 | 100,53 | 100,43 | 98,73 |

Формульные коэффициенты (рассчитаны катионным методом) и другие характеристики

| | | | | | |
|------------------|-------|------|------|------|------|
| Si | 2,67 | — | — | — | — |
| Ti | 0,16 | — | — | — | 0,04 |
| Al | 1,16 | 1,89 | 1,71 | 1,95 | 0,05 |
| Fe ³⁺ | 0,37 | 0,09 | 0,26 | 0,06 | 1,92 |
| Fe ²⁺ | 0,20 | 0,29 | 0,32 | 0,23 | 0,93 |
| Mn | — | 0,01 | 0,01 | — | 0,01 |
| Mg | 2,44 | 0,72 | 0,70 | 0,76 | 0,05 |
| Na | 0,03 | — | — | — | — |
| K | 0,93 | — | — | — | — |
| OH | 0,77 | — | — | — | — |
| F | 0,51 | — | — | — | — |
| n _m | 1,614 | — | — | — | — |
| 2V _{Np} | 25° | — | — | — | — |

Примечание. Формульные коэффициенты шпинелей и магнетита рассчитаны с учетом поправок на примесь диопсида и флогопита. Обр. 185/55 и 1536а — Эмельджак, по В. А. Галюку (1957); 16 — Эльконка (материалы Г. В. Демури); 236 и 223 — см. табл. 4.

Шпинель — черная визуально, темно-зеленая в шлифах, часто содержит включения магнетита в виде землистых масс и при этом почти непрозрачна или образует с ним структуры распада. В срастаниях с обособленными зернами магнетита шпинель имеет более светлую травяно-зеленую окраску. Показатель преломления, по данным В. А. Галюка, Б. М. Шмакина, — 1,742—1,748. По составу шпинели относятся к плеонастам с общей железистостью от 0,276 до 0,452, которая всегда выше, чем у существующих диопсидов (см. табл. 18).

Состав шпинелей хорошо рассчитывается на собственно шпинелевый, терцинитовый и магнетитовый минералы (табл. 19).

Магнетит регулярно отмечается в диопсидовых сланцах, тогда как в состав плагиосланцев он большей частью не входит. Магнетит всегда ассоциирует со шпинелью, содержание его не превышает 1%.

Таблица 19

Соотношение минералов в шпинелях и магнетите

| Проба | $MgAl_2O_4$ | $Fe^{2+} + Al_2O_4$ | $Fe^{2+} + Fe^{3+}_2 O_4$ | $(Mg, Mn)_{Fe_2} O_4$ |
|--------|-------------|---------------------|---------------------------|-----------------------|
| 223 | 72 | 22 | 4 | 2 |
| 186/55 | 71 | 15 | 13 | 1 |
| 1537a | 76 | 21 | 2 | — |
| 16 | 1 | 1 | 88 | 5 |

Наиболее распространенная форма выделений магнетита — агрегаты типа «землистых масс» или сетчато-пластинчатые вростки в шпинели (структуры распада). Обособленные зерна магнетита также, как правило, находятся в контакте со шпинелью. Химический анализ магнетита из скарнированного диопсидового сланца (перекристаллизация, вторичный паргасит) приведен в табл. 18. По составу этот магнетит практически не отличается от магнетитов амфиболов содержащих плагиосланцев.

Ильменит обнаружен при больших увеличениях в полированых шлифах в виде пластинчатых микровростков в магнетите (структуры распада). В качестве самостоятельных выделений ни в диопсидовых сланцах, ни в плагиосланцах не отмечался.

Сфен — типоморфный минерал диопсидовых плагиосланцев, не содержащих биотита, а также магнетита и ильменита. Встречается в виде равномерно рассеянных мелких ($<0,5-1$ мм) округлых или овальных зерен с окраской от светлой янтарно-желтой до темной малиново-красной. Срастания с диопсидом и плагиоклазом выглядят равновесными. В редких срастаниях с флогопитом сфен цепочками мелких зерен располагается в трещинах спайности слюды, при этом он изолирован от плагиоклаза и диопсида.

Группа основных бескварцевых безамфиболовых сланцев представляет совокупность парагенетических ассоциаций $Pl_{30-50} + Di + Cf$, $Pl_{30-50} + Di + Fl$, $Pl_{75-100} + Di + Cf$, $Di + Sh + Mt$. Своеобразие этой группы пород состоит в том, что среди компонентов нет ни одного, пересыщающего породы и встречающегося в виде избыточного минерала. Пересяченные известностью карбонатные образования, хотя и примыкают петрохимически к данной группе и тесно связаны с ней пространственно, относятся к самостоятельному петрохимическому типу.

В системе из девяти независимых виртуальных компонентов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O максимальное число минералов в нонвариантном состоянии (при постоянных P и T) равно девяти. Однако в реально наблюдаемых устойчивых и однородных ассоциациях число минералов не превышает трех. Высокая известковистость и пониженная общая железистость всей группы пород в целом определяют доминирующее положение диопсида среди цветных минералов, ассоциирующего с плагиоклазом (кислым № 30—50 или основным № 75—100). Кроме того, в состав пород могут входить шпинель, магнетит, сфен или флогопит.

Четырехминеральная ассоциация диопсида, андезина, флогопита и сфена реализуется в шестикомпонентной системе CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , $(Mg, Fe)O$, $(Na, K)_2O$, TiO_2 , MgO , FeO и Fe_2O_3 объединены в один компонент $(Mg, Fe)O$, поскольку магнетита в породе нет, а железистость флогопита и диопсида практически одинакова. Так как по содержанию K_2O разновидности с флогопитом и сфеном практически не различаются, возможно объединение калия с натрием в один «изоморфный» компонент $(Na, K)_2O$. Титан должен быть отнесен к числу виртуальных компонентов, поскольку различия в парагенезисах касаются именно титансодержащих минералов (сфена и флогопита).

При полной независимости концентраций компонентов в минералах четырехминеральная ассоциация в этой системе должна располагать двумя степенями свободы. Однако и здесь, как и в амфиболов содержащих плагиосланцах, число степеней свободы сокращается на число линейных

зависимостей между составами минералов. По меньшей мере три таких зависимости устанавливаются, если рассмотреть частные трехкомпонентные системы $\text{Ca} - \text{Si} - (\text{Mg}, \text{Fe})$, $\text{Al} - \text{Si} - \text{Ti}$ и $\text{Ti} - \text{Al} - (\text{Na}, \text{K})$ (рис. 7), соответственно $\text{Сф} + \text{Фл} = \text{Ди}$, $\text{Сф} + \text{Пл} = \text{Фл}$ и $\text{Сф} + \text{Пл} = \text{Ди}$. А поскольку в шестикомпонентной системе между четырьмя минералами возможны только две линейные зависимости, то ассоциация $\text{Пл}_{30-50} + \text{Ди} + \text{Сф} + \text{Фл}$ при $\alpha=3$ неустойчива ($c=-1$). Вероятно, поэтому вместо однородной четырехминеральной ассоциации наблюдается очень тонкое чередование трехминеральных полосочек с флогопитом и сфеном. Это чередование, судя по расположению парагенетических треугольников на рис. 7, *a*, обусловлено колебаниями содержаний кальция по отношению к кремнию, магнию, железу в исходном составе пород, причем колебания весьма ничтожны, так как фигуративные точки составов пород расположены очень близко друг к другу.

Трехминеральные ассоциации $\text{Пл} + \text{Ди} + \text{Сф}$ и $\text{Пл} + \text{Фл} + \text{Ди}$ в отличие от четырехминеральной устойчивы; минералы в них распределены равномерно, т.е. они соответствуют реальным разновидностям горных пород — парагенетическим ассоциациям. В каждой из них число степеней свободы $c > 0$, несмотря на то, что связи между составами минералов продолжают действовать. В ассоциации $\text{Пл} + \text{Ди} + \text{Сф}$ это связь $\text{Сф} + \text{Пл} =$

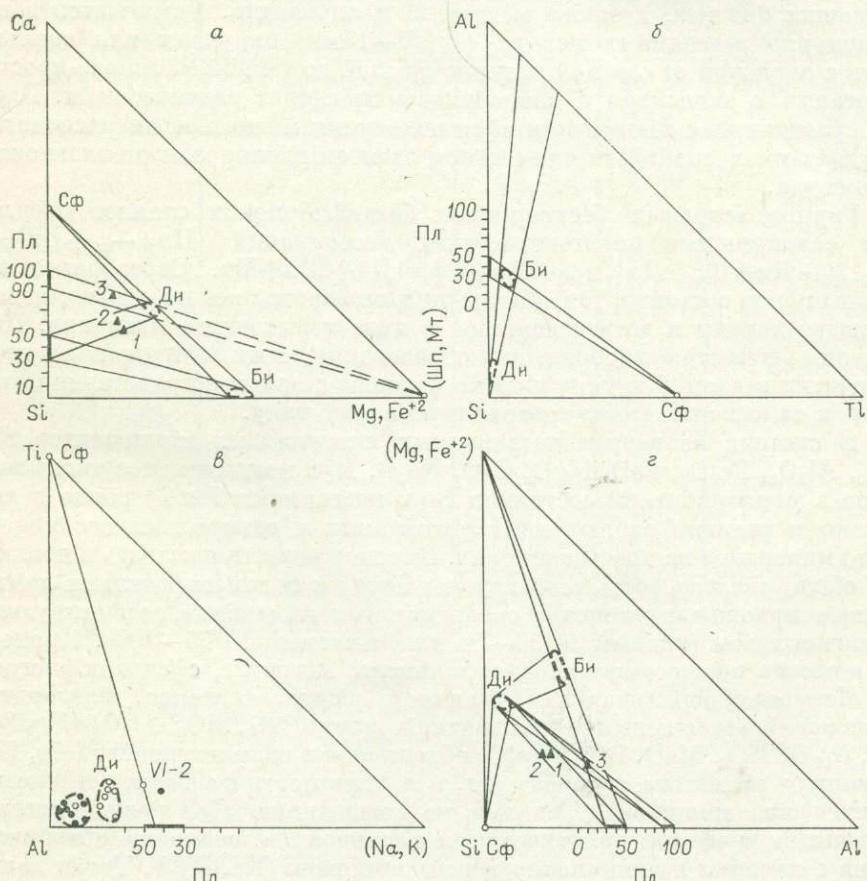


Рис. 7. Диаграммы состав-парагенезис бескварцевых диопсидовых плагиосланцев в координатах $\text{Ca} - \text{Si} - (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ (*а*), $\text{Al} - \text{Si} - \text{Ti}$ (*б*), $\text{Ti} - \text{Al} - (\text{Na}, \text{K})$ (*в*) и $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) - \text{Si} - \text{Al}$ (*г*).

● — диопсиды из плагиосланцев и плагигнейсов, ○ — из бесполовощатовых диопсидовых сланцев. ▲ — обозначены средние составы: 1 — флогопито-диопсидовых плагиосланцев; 2 — сфено-диопсидовых плагиосланцев; 3 — диопсидовых плагиосланцев с основным плагиоклазом. Область составов биотитов включает анализы из амфиболсодержащих плагиосланцев.

=Ди и равное отношение (Na, K) : Al в минералах (проба VI—2, рис. 7, в). В ассоциации Пл+Фл+Ди, по-видимому, существует тенденция к установлению равных отношений Ti : Al в флогопите и диопсиде (см. рис. 7, в) и Al : Si в флогопите и плагиоклазе (рис. 7, г). Обе эти ассоциации, таким образом, оказываются моновариантными ($k=6$, $\alpha=2$, $\phi=3$, $c=1$).

Связи между минералами реализуются при составах плагиоклаза № 30—50, причем наиболее кислые плагиоклазы из этого интервала характерны для флогопито-диопсидовых плагиосланцев.

Диопсидовые плагиосланцы с основным плагиоклазом $\text{Пл}_{5-100} + \text{Ди} + (\text{Сф})$ реализуются в системе CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. Последний компонент, включая примесь Fe_2O_3 , объединен, потому что диопсид — единственный цветной минерал (рассматривается парагенезис без магнетита). TiO_2 — обособленный компонент, так как всегда в этих породах присутствует сфеен. K_2O ввиду его незначительной концентрации полагаем рассеянным компонентом.

Двухминеральная ассоциация (без учета сфена) в пятикомпонентной системе должна была бы иметь три внутренние степени свободы, если концентрации компонентов в диопсиде и плагиоклазе не связаны линейной зависимостью. Поскольку диопсид — пироксен, существенно ограниченный в отношении содержания глинозема, принципиально допустимы пропорциональные распределения $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Si})$, $\text{Na} : (\text{Na} + \text{Ca})$, $\text{Na} : (\text{Na} + \text{Si})$ и $\text{Na} : (\text{Na} + \text{Al})$ в диопсиде и плагиоклазе. Из них первые три возможны лишь при весьма основных плагиоклазах, для последнего диапазон состава плагиоклаза значительно шире. Теоретический диопсид имеет отношение $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Si}) = 0,33$, соответствующее чистому аортиту. Нижний предел этого отношения в породообразующих диопсидах равен 0,29 по справочным материалам (Дир, Хауи, Зусман, 1965; Добрецов и др., 1971; Перчук, 1971), что соответствует плагиоклазу № 88. Проанализированные диопсиды из плагиосланцев (VI—4, VI—2, 33—67, 208) по соотношению $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Si})$ укладываются именно в этот интервал (0,33—0,29). В диопсиде из пробы VI—4, который ассоциирует с чистым аортитом, отношение $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Si}) = 0,33$. Все это свидетельствует о наличии стабильной связи между составами диопсида и основного плагиоклаза, выражющейся в равенстве отношений $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Si})$, с учетом которой ассоциация диопсида и основного плагиоклаза дивариантна. Однако не исключена возможность пропорционального распределения и натрия.

Диопсидовые бесполевощатовые сланцы — магнезиальные породы, отличающиеся от плагиосланцев минимальным содержанием алюминия, — представляют достаточно устойчивую трехминеральную ассоциацию Ди+Шп+Мт, в которой магнетит и особенно шпинель образуют характерную, хотя и незначительную по объему, примесь (обычно <1%).

В ассоциации Ди+Шп+Мт трех- и двухвалентное железо, а также магний должны рассматриваться как самостоятельные виртуальные компоненты. Титан и калий — компоненты-примеси. К числу примесей можно отнести также натрий, поскольку именно в диопсидах из этих пород отношение $\text{Na} : \text{Al}$ минимально и число формульных единиц натрия не превышает 0,02—0,03, т. е. жадеитовой составляющей пироксена можно пренебречь.

В системе из шести виртуальных компонентов (CaO , SiO_2 , MgO , FeO , F_2O_3 , Al_2O_3) трехминеральная ассоциация должна иметь три внутренние степени свободы, если составы минералов не находятся в линейной зависимости. Однако в распределении магния, железа и алюминия между минералами такие зависимости устанавливаются вполне отчетливо, что видно на диаграммах состав-парагенезис (рис. 8).

По отношению $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$ области шпинелей и магнетитов перекрываются областью диопсидов. При этом шпинели имеют существенно большее отношение $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$, чем магнетиты, а диопсиды образуют две группы: со шпинелевым и магнетитовым отношением $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$. Таким

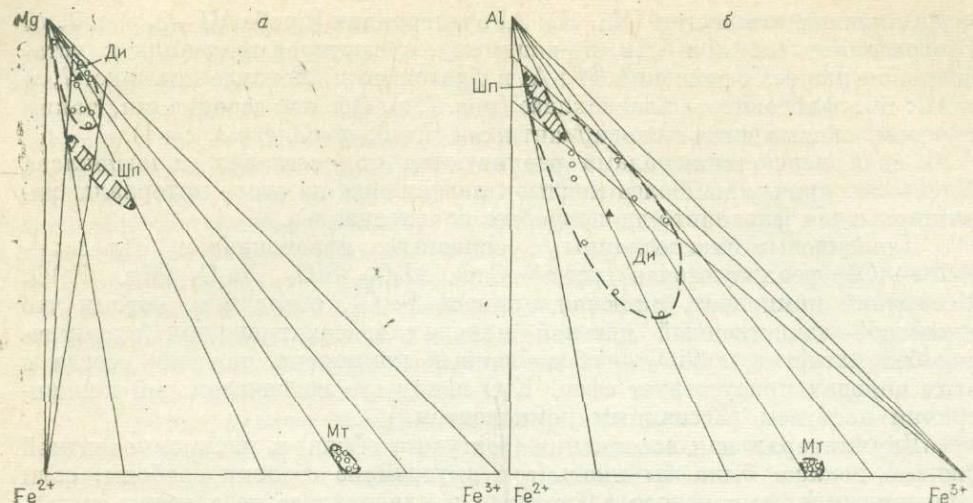


Рис. 8. Диаграммы состав-парагенезис диопсидовых сланцев в координатах $Mg - Fe^{2+} - Fe^{3+}$ (а) и $Al - Fe^{2+} - Fe^{3+}$ (б). Треугольником показан средний состав диопсидовых сланцев.

образом, среди диопсидовых сланцев отмечаются две внешние схожие разновидности, различающиеся по составу клинопироксена, а вместе с тем и соотношением Fe^{2+} и Fe^{3+} в породе (см. рис. 8, б). В ассоциации $Di + Shp + Mt$

+ Mt со связью $\left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \right)^{Di} = \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \right)^{Mt}$ пироксены, кроме того, имеют общее со шпинелью отношение $Fe^{2+} : (Fe^{2+} + Al)$. С учетом обеих связей эта ассоциация моновариантна. В ассоциации $Di + Shp + Mt$ со связью $\left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \right)^{Di} = \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \right)^{Shp}$ также возможна реализация дополнительной связи в виде равных отношений $Mg : Fe^{3+}$ в диопсиде и шпинели (см. рис. 8, а), чем достигается сокращение числа степеней свободы до единицы.

Наличие разрыва в области диопсидов по отношению $Fe^{2+} : Fe^{3+}$, а вместе с тем и двух ассоциаций $Di + Shp + Mt$ представляется закономерным. Отсутствие области разрыва означало бы, что в обеих системах все три минерала лежат на одной конноде, направленной в вершину Mg или Al . К этим двум связям добавляется равное отношение $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ в любой паре минералов. При $k=6$, $\phi=3$, $\alpha=3$, $c=0$, т. е. система нонвариантна. Но такая ситуация возможна только при определенном соотношении $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ в породе. Кроме того, вероятно, что разные отношения $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ в шпинели и магнетите указывают на ограниченную взаимную растворимость этих минералов. По Тарноку (Тарнок, 1959), герцинит и магнетит достигают полной смесимости при $T > 858^{\circ}\text{C}$, а ниже этой температуры появляются два фазовых района, причем с понижением температуры область несмесимости увеличивается. На ограниченную растворимость шпинели и магнетита в диопсидовых сланцах указывают обычные для них прорастания, напоминающие структуру распада.

Данная система интересна тем, что равновесие в ней достигается с участием микроскопических фаз (шпинель и магнетит), появление которых закономерно даже при невысокой железистости и глиноземистости пород. Их появление, а вместе с ними и связей между составами минералов, сокращает число степеней свободы в системе.

Важная особенность пород, образующих петрографическую группу основных безамфиболовых бескварцевых сланцев и плагиосланцев, заключается в их маломинеральности. Но, несмотря на это, вариантность

каждой из разновидностей оказывается низкой из-за наличия устойчивых связей между составами минералов. Другая особенность состоит в резкой петрографической контрастности пород. Особенно это заметно в том, что между разновидностями с различным составом плагиоклаза всегда наблюдаются прослои диопсидовых сланцев (иногда кальцифиров).

Различия в химическом составе между плагиосланцами с основным и кислым плагиоклазом, а также между плагиосланцами и бесплагиоклазовыми диопсидовыми сланцами настолько велики, что их реализация происходит в разных петрохимических системах, т. е. при разном наборе виртуальных компонентов. Смена систем фиксируется переходом виртуальных компонентов в категорию изоморфных, рассеянных или обособленных. Лишь переход между флогопит- и сфеенодержащими разновидностями плагиосланцев, которые незначительно различаются по химическому составу, осуществляется в рамках одной петрохимической системы.

Следует еще раз подчеркнуть, что в рамках этой петрографической группы «продуктивные» диопсидовые сланцы находят свое естественное место. Привлекает внимание полное совпадение петрохимических характеристик диопсидовых сланцев и плагиосланцев (см. табл. 16), что, очевидно, обусловлено их формированием в единой литогеохимической системе. Особенно показательно равенство характеристик m' и c' , что принципиально отличает группу Д от амфиболодержащих (группы Б, В, Г) и кварцодержащих (группа Е) плагиосланцев, где $m' \neq c'$, и сближает ее с доломитами, метаморфическими производными которых в федоровской свите являются форстеритовые кальцифиры.

КАЛЬЦИФИРЫ

На Алданских флогопитовых месторождениях метаморфические карбонатные породы, синфациальные остальным кристаллическим сланцам, в подавляющей массе представлены форстеритовыми кальцифирами (Д₃). Это белые плотные равномерно-зернистые породы, залегающие в форме сильно вытянутых линзовидных тел и маломощных пропластков среди диопсидовых сланцев.

Химический состав форстеритовых кальцифиров отличается низким содержанием кремнекислоты и почти одинаковыми атомными количествами кальция и магния (табл. 20).

Главными породообразующими минералами кальцифиров являются кальцит (50—80%), форстерит (20—40%) и доломит (от 2 до 20%). Обычно присутствует также шпинель (до 7—8%). Структура пород гранобластовая.

Кальцит в форстеритовых кальцифирах представлен изометричными или неправильной формы зернами, размер которых достигает 2 мм. Иногда в них видны включения доломита, имеющие облик перититов распада. Судя по соотношению площадей кальцита и доломита

Таблица 20
Химический состав форстеритовых кальцифиров федоровской свиты

| Компоненты | 2-116 | | ЭМ-1 | |
|--------------------------------|---------|------------|--------|------------|
| | вес. % | ат. колич. | вес. % | ат. колич. |
| SiO ₂ | 14,07 | 234 | 4,59 | 76 |
| TiO ₂ | 0,04 | — | 0,09 | 1 |
| Al ₂ O ₃ | 0,07 | 1 | 1,13 | 23 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,20 | 14 | 0,24 | 3 |
| FeO | 0,29 | 4 | 0,43 | 6 |
| MnO | 0,08 | 1 | 0,04 | — |
| MgO | 23,13 | 574 | 22,60 | 560 |
| CaO | 31,37 | 558 | 29,12 | 519 |
| Na ₂ O | Сл. | — | 0,04 | 2 |
| K ₂ O | » | — | 0,04 | 1 |
| P ₂ O ₅ | Не обн. | — | 0,01 | — |
| CO ₂ | 28,00 | 637 | 41,00 | 932 |
| П. п. п. | 29,56 | — | 41,63 | — |
| Сумма ... | 99,61 | — | 99,96 | — |

Примечание. 2 — 116 — Форстеритовый кальцифир, Федоровское месторождение, карьер № 2; ЭМ — 1 — шпинелево-форстеритовый кальцифир, Эмельджакское месторождение, 2-й участок.

Таблица 21

Химический состав породообразующих минералов из форстеритовых кальцифиров Федоровского (2-116 и 2-70) и Каталахского (Кт-3) месторождений

| Компоненты | Форстерит | | | Шпинель Кт-3 |
|--------------------------------|-----------|-------|---------|-----------------|
| | 2-116 | 2-70 | Кт-3 | |
| SiO ₂ | 41,60 | 42,08 | 42,24 | 0,32 |
| TiO ₂ | Не обн. | 0,16 | Не обн. | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 0,51 | 1,27 | 0,48 | 66,52 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,54 | 1,39 | 0,45 | 0,68 |
| FeO | 2,52 | 2,14 | 2,33 | 4,98 |
| MnO | 0,04 | 0,12 | 0,06 | 0,06 |
| MgO | 53,46 | 51,90 | 54,18 | 26,89 |
| CaO | 1,06 | Сл. | 0,24 | 0,24 |
| N ₂ O | Не обн. | 0,09 | 0,05 | Не опр. |
| K ₂ O | » | 0,04 | 0,07 | » |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,02 | » |
| П. п. п. | 0,54 | 0,49 | 0,01 | » |
| Сумма | 100,29 | 99,63 | 100,13 | 100,13 |

Формульные коэффициенты (расчет на 3 катиона) и коэффициент железистости

| | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 0,989 | 1,011 | 1,000 | — |
| Al ^{IV} | 0,011 | — | — | 1,913 |
| Ti | — | 0,003 | — | 0,008 |
| Al ^{VI} | 0,003 | 0,036 | 0,013 | — |
| Fe ³⁺ | 0,010 | 0,023 | 0,009 | 0,013 |
| Fe ²⁺ | 0,051 | 0,043 | 0,045 | 0,102 |
| Mn | — | 0,003 | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 1,912 | 1,875 | 1,923 | 0,963 |
| Ca | 0,027 | — | 0,006 | — |
| Na | — | 0,004 | 0,003 | — |
| K | — | — | 0,001 | — |
| %Fe | 3,0 | 3,4 | 2,7 | 10,3 |

метр преимущественно 0,2 мм) окружными зернами голубовато-зеленого цвета. Почти всегда они находятся в срастании с форстеритом. Химический анализ шпинели из кальцифира показывает, что она относится к почти чисто магнезиальной разновидности («благородная шпинель» — MgAl₂O₄) с незначительной примесью герцинитового минала.

Значительно меньше, чем форстеритовые кальцифиры, среди карбонатных пород федоровской свиты распространены диопсидовые кальцифиры. Визуально это относительно меланократовые мелкозернистые породы. Диопсид в них темно-зеленый, кальцит — розовый. Главной их особенностью является очень равномерно-зернистое сложение и гомеогранобластовая микроструктура, что однозначно позволяет отличать их от более поздних метасоматических диопсидо-кальцитовых пород. В последних, кроме того, обычно присутствуют реликты исходных пород, а тела их имеют ясно выраженное зональное строение. Диопсидовые же кальцифиры, напротив, сами нередко подвергаются перекристаллизации и скарнированию.

в этих перитах, магнезиальность первичного кальцита составляла примерно 18 мол. % MgCO₃. По гетерометру Графа-Гольдсмита, температура образования такого кальцита не менее 800°C.

Доломит в кальцифирах представлен зернами, находящимися в тесном срастании с форстеритом и распределенными по границам кристаллов кальцита. Кроме того, как уже отмечалось, он встречается в виде перитовых вростков в кальцитах.

Форстерит образует мелкие (0,1—0,5 мм) округлые водянисто-прозрачные зерна, равномерно распределенные в породе. Большая часть их тесно ассоциирует с доломитом по границам зерен кальцита. Отмечается также его включения в кальцитах. По химическому составу (табл. 21) форстерит относится к почти чистой магнезиальной разновидности. Расчеты показывают, что доля магнезиального минала — |Mg₂SiO₄ составляет в нем более 90%. Общая железистость форстерита оценивается в 2,7—3,4%.

Шпинель представлена мелкими (диаметр

В отличие от форстеритовых кальцифириров диопсидовые кальцифиры характеризуются высокими содержаниями кремнекислоты и существенно более высоким Ca/Mg отношением (табл. 22). Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что подобная дискретность составов — не случайность, а характерная особенность карбонатных кристаллических сланцев флогопитоносных комплексов (Роненсон, 1961).

**КВАРЦСОДЕРЖАЩИЕ
БЕЗАМФИБОЛОВЫЕ
ОСНОВНЫЕ ПЛАГИОСЛАНЦЫ**

Внешне это светло-серые среднезернистые породы, в которых полосчатое распределение кварца подчеркивается выветриванием, поэтому

в глыбах и обнажениях они часто имеют ребристую поверхность. Залегают эти породы преимущественно среди гиперстено-биотитовых пластиносланцев. Пересяживание с бескварцевыми диопсидовыми пластиносланцами не характерно. Зато известны случаи постепенных фациальных переходов по простиранию от бескварцевых к кварцсодержащим диопсидовым пластиносланцам при увеличении в разрезе общей доли гиперстено-биотитовых пластиносланцев за счет роговообманных.

Как и в бескварцевых основных сланцах, главным цветным минералом является клинопироксен ряда диопсид-геденбергит, а пластиносланец имеет те же два интервала составов: кислый (№30—53) и основной (№72—100). Отличительной особенностью является присутствие скаполита (53—72 мол. Мe). Разновидности с основным и кислым пластиносланцем, как правило, разделены в разрезах беспластинчатыми прослоями кварц-диопсидово-скаполитовых сланцев.

Кварцсодержащие пластиносланцы, пластиносланцы, а также кварц-диопсидово-скаполитовые сланцы всегда более лейкократовые, чем их бескварцевые аналоги. Цветное число — 10—30 %.

Структура пород типичная гранобластовая в разновидностях с кислым пластиносланцем передко более грубозернистая, чем в разновидностях с основным пластиносланцем. Распределение скаполита неравномерно-полосчатое, линзовидное, с явной тенденцией к преобладанию в агрегатах либо пластиносланца, либо скаполита, но без признаков замещения. Совместные

Таблица 22

Химический состав диопсидовых кальцифириров Эльконского месторождения

| Компоненты | К8—1 | | К8—4 | |
|--------------------------------|--------------|------------|--------------|------------|
| | вес. % | ат. колич. | вес. % | ат. колич. |
| SiO ₂ | 37,18 | 619 | 39,02 | 649 |
| TiO ₂ | 0,16 | 2 | 0,24 | 3 |
| Al ₂ O ₃ | 3,78 | 74 | 3,57 | 69 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,79 | 34 | 2,72 | 34 |
| FeO | 1,07 | 15 | 0,94 | 13 |
| MnO | 0,14 | 2 | 0,15 | 2 |
| MgO | 11,50 | 285 | 12,63 | 314 |
| CaO | 30,80 | 550 | 30,10 | 537 |
| Na ₂ O | 0,18 | 6 | 0,20 | 6 |
| K ₂ O | 0,09 | 2 | 0,17 | 3 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | — | 0,02 | — |
| CO ₂ | 11,00 | 250 | 10,00 | 227 |
| П. п. п. | 0,74 | | 0,22 | |
| Сумма | 99,46 | | 99,98 | |

Таблица 23

Средний минеральный состав кварцсодержащих диопсидо-пластиносланцев, диопсидо-скаполитовых сланцев и пластиносланцев, об. %

| Ин-декс | Разновидность | Число шлифов | Кварц | Пластиносланец основной | Пластиносланец кислый | Скаполит | Диопсид | Сфен |
|----------------|--------------------------------------|--------------|-------|-------------------------|-----------------------|----------|---------|------|
| E ₁ | Кварц-диопсидовые пластиносланцы | 12 | 8 | 65 | Нет | 3 | 23 | 1 |
| » | Кварц-диопсидово-скаполитовые сланцы | 4 | 23 | Нет | » | 51 | 13 | 2 |
| E ₂ | Диопсидовые пластиносланцы | 12 | 20 | » | 51 | 3 | 22 | 1 |

срастания всех минералов наблюдаются только на границах существенно плагиоклазовых и скаполитовых полос. Чисто плагиоклазовые и, особенно, скаполитовые разновидности часто отличаются очень равномерным распределением минералов и совершенной идиобластовой структурой.

Таким образом, выделяются три однородные и устойчивые по минеральному составу разновидности (табл. 23): кварцево-диопсидовые плагиосланцы (с основным плагиоклазом), кварц-диопсидово-скаполитовые сланцы и диопсидовые плагиогнейсы (с кислым плагиоклазом).

Общие петрохимические черты типа (пересыщение кремнеземом, высокая известковистость цветного минерала при более высоком значении параметра f' , чем m') проявляются и в каждой отдельной разновидности (табл. 24). По составу все три разновидности очень близки.

Таблица 24

Химический состав кварцодержащих основных кристаллических безамфиболовых сланцев

| Компоненты, числовые характеристики | Кварцево-диопсидовые плагиосланцы (6) | Кварц-диопсидово-скаполитовые сланцы (6) | Диопсидовые плагиогнейсы (9) |
|-------------------------------------|---------------------------------------|--|------------------------------|
| SiO_2 | 56,7 2,8 | 60,3 7,7 | 61,3 7,6 |
| TiO_2 | 0,57 0,28 | 0,48 0,20 | 0,55 0,26 |
| Al_2O_3 | 14,50 1,39 | 14,10 1,51 | 13,90 1,18 |
| Fe_2O_3 | 1,52 1,06 | 0,86 0,66 | 1,16 0,80 |
| FeO | 5,93 1,60 | 4,43 2,17 | 4,45 1,79 |
| MgO | 2,60 0,62 | 2,26 1,25 | 2,70 0,99 |
| CaO | 15,60 1,54 1,48 | 12,10 5,04 1,93 | 11,70 3,36 2,60 |
| Na_2O | 0,62 0,43 | 0,60 0,60 | 0,30 0,72 |
| K_2O | 0,17 | 0,43 | 0,38 |
| a | 3,9 | 5,2 | 6,7 |
| c | 8,1 | 7,0 | 5,8 |
| b | 22,4 | 17,1 | 18,0 |
| S | 65,6 | 70,7 | 69,5 |
| f' | 30,8 | 29,8 | 28,6 |
| m' | 20,0 | 22,9 | 25,2 |
| c' | 49,2 | 47,3 | 46,2 |
| n | 84,2 | 84,0 | 84,8 |
| Q | +15,3 | +24,0 | +19,8 |

Примечание. В скобках указано число анализов.

сидовых плагиогнейсах кварца 30% и более. Насыщенные кварцем полоски чередуются с полосками, где его содержание снижается до 1—2%.

Плагиоклазы, как в бескварцевых сланцах, группируются в два интервала составов: андезины — андезин-лабрадоры (№ 30—53) и битовнит-анортиты (№ 72—100). Первый интервал характерен для плагиогнейсов. При этом различаются две разновидности пород: с плагиоклазом стабильного состава № 30—33, которые никогда не переслаиваются со скаполитсодержащими сланцами, и с плагиоклазами переменного состава (№ 36—63, причем колебания в пределах одного шлифа могут достигать

Различия в содержании кремнезема, очевидно, отражают разницу в количестве свободного кварца, которого меньше всего обычно в кварцево-диопсидовых плагиосланцах. Вместе с тем видно, что содержание щелочей последовательно увеличивается, а полевошпатовой извести (c), CaO и Al_2O_3 уменьшается от кварцево-диопсидовых плагиосланцев через диопсило-скаполитовые сланцы к плагиогнейсам.

Появление скаполита в аналогичных скаполито-диопсидовых гнейсах Юго-Западной Финляндии связывалось К. Паррасом (Parras, 1958) со степенью дефицитности в породе ($\text{Al} + \text{Na} + \text{K}$) по отношению к Ca . Границным оказалось отношение Ca : ($\text{Ca} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}$) = 0,39, выше которого устойчивы скаполитовые, а ниже — плагиоклазовые разновидности. В породах федоровской свиты это отношение составляет для кварц-диопсидово-скаполитовых сланцев 0,38, для кварцево-диопсидовых плагиосланцев — 0,45 и для диопсило-плагиогнейсов — 0,36.

Кварца в основных кварцево-диопсидовых плагиосланцах немножко (обычно не более 5—10%). Зерна мелкие, округлые, иногда ксеноморфные, равномерно рассеянные, но иногда группируются в полоски. В диоп-

6—7 номеров), чередование которых с кварц-диопсидово-скаполитовыми сланцами является обычным.

Среди основных плагиоклазов наиболее устойчивы по составу аортиты № 90—100. Битовниты нередко зональны с более кислой периферией. Судя по характеру угасания, изменение состава постепенное. Максимальная разница зафиксирована в зерне с ядром № 81 и периферией № 63, а наивысшая основность плагиоклаза в том же шлифе — № 91 (измерения сделаны на федоровском столике полным методом). Все плагиоклазы, как кислые, так и основные, хорошо сдвойникованы. Преобладают альбитовая, аклиновая и периклиновая системы двойников.

Скаполит — обычный минерал кварцодержащих диопсидовых сланцев, где он часто заменяет плагиоклаз. Встречается он в подчиненном количестве и вместе с основным или средним плагиоклазом, распределяясь преимущественно в виде скоплений или полос, и лишь крайне редко бывает рассеян равномерно. При этом контакты с плагиоклазом ровные, зерна имеют идиоморфные очертания. По составу скаполиты отвечают мицционитам № 53—72 ($\frac{n_o + n_e}{2} = 1,561 - 1,572$, 19 измерений), т.е. принадлежат к интервалу, отирующему у плагиоклазов. Скаполиты, встречающиеся в плагиогнейсах, имеют состав № 53—54, а в кварцево-диопсидовых плагиосланцах — 70—72. Из-за неустойчивости состава плагиоклаза установить строгое соответствие составов сосуществующих плагиоклаза и скаполита трудно. Только для пробы № 156, где скаполит и незональный плагиоклаз распределены равномерно, эти данные можно считать надежными: Пл₅₁ и Ск₇₀.

Клинопироксен в образцах кварцодержащих сланцев наиболее густо окрашен — от темно-зеленого до черного. В шлифах имеет травяно-зеленую окраску различной интенсивности с заметным плеохромизмом от буровато-зеленого || Ng до синевато-зеленого || Nr. Показатели преломления, как правило, значительно выше, чем у клинопироксенов из других петрографических групп: $n_g = 1,699 - 1,743$, $n_p = 1,672 - 1,710$. Чем гуще окраска пироксена, тем выше показатели преломления, а также углы угасания и оптических осей, достигающие соответственно 56° и 68° . Пироксены принадлежат ряду диопсид-теденбергит (табл. 25) с примесью глинозема. Один из анализов (№ 193) отличается недостатком катионов группы X ($\text{Na} + \text{Ca} = 0,89$ ф.е.) и высокой глиноземистостью, в связи с чем часть алюминия находится в шестерной координации.

Железистость клинопироксенов и пород практически совпадает, что вполне естественно, так как других железомагнезиальных минералов в породах обычно нет. Исключение составляет пробы № 187 (Верхне-Эмельджакская группа месторождений), в которой много магнетита. Отличает эту пробу высокая степень окисления железа (6,17 вес. % Fe_2O_3), что отражается и на составе пироксена: $\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} = 0,347$ против 0,058—0,170 в пироксенах остальных проб. Общая же железистость клинопироксена № 187 при этом существенно ниже.

Сфен в виде мелких желтых, оранжевых или буровато-красных зерен в основных кварцодержащих сланцах и плагиогнейсах присутствует постоянно. Его количество резко снижается, если в породе есть магнетит. Но и в этом случае (проба № 187) отмечаются единичные зерна сфена.

Магнетит входит в состав кварцево-диопсидовых плагиосланцев и плагиогнейсов лишь в некоторых участках, для которых характерна общая зараженность всех пород магнетитом (Верхне-Эмельджакская, Эльконская группы месторождений). Магнетит образует рассеянную вкрапленность мелких изометрических зерен.

Минералогические и петрохимические особенности данного петрографического типа, объединяющего ассоциации Пл_{72—100}+Кв+Ди, Ск_{53—72}+

$+K_2O + Di$ и $Pl_{30-53} + K_2O + Di$, свидетельствуют о меньшем числе виртуальных инертных компонентов по сравнению с бескварцевыми, безамфиболовыми основными сланцами. В первую очередь это касается кремнезема, находящегося в избытке в виде постоянно присутствующего кварца. K_2O ввиду его незначительных количеств и отсутствия калийсодержащих минералов следует считать компонентом-примесью. Титан образует обособленную фазу — сфен, присутствующий постоянно в количестве до 1—2%.

В большинстве случаев единственный железомагнезиальный минерал — моноклинный пироксен с широким диапазоном общей железистости (0,27—0,58). До тех пор, пока изменение соотношения MgO , Fe_2O_3 и FeO допускает существование только одной фазы, включающей эти компоненты, их можно рассматривать в совокупности как один компонент с двумя не-

Таблица 25

Химический состав клинопироксенов из кварцево-диопсидовых
плагиосланцев, плагиогнейсов и кварц-диопсидово-скаполитовых
сланцев

| Компоненты | 156 | 193 | 191 | 187 | 91 |
|-----------------|--------|---------|---------|--------|---------|
| SiO_2 | 46,72 | 45,56 | 48,20 | 47,98 | 50,07 |
| TiO_2 | 0,68 | 0,67 | 0,40 | 0,14 | 0,21 |
| Al_2O_3 | 3,53 | 7,45 | 2,36 | 4,57 | 2,97 |
| Fe_2O_3 | 3,36 | 2,90 | 1,47 | 4,61 | 0,55 |
| FeO | 14,70 | 14,76 | 15,35 | 7,82 | 8,40 |
| MnO | 0,37 | 0,26 | 0,17 | 0,34 | Не опр. |
| MgO | 7,43 | 7,05 | 7,85 | 12,03 | 13,15 |
| CaO | 23,20 | 21,16 | 23,22 | 22,21 | 24,58 |
| Na_2O | 0,51 | 0,32 | 0,28 | 0,58 | 0,30 |
| K_2O | 0,08 | Сл. | Сл. | 0,15 | 0,10 |
| P_2O_5 | 0,10 | Не опр. | Не опр. | 0,15 | 0,23 |
| С у м м а . . . | 100,68 | 100,13 | 99,30 | 100,74 | 100,26 |

Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и другие характеристики

| | | | | | |
|--------------|-------|---------|---------|-------|---------|
| Si | 1,80 | 1,76 | 1,88 | 1,80 | 1,86 |
| Ti | 0,02 | 0,02 | 0,01 | — | 0,01 |
| Al^{IV} | 0,46 | 0,24 | 0,11 | 0,20 | 0,13 |
| Al^{VI} | — | 0,11 | — | — | — |
| Fe^{3+} | 0,40 | 0,08 | 0,04 | 0,13 | 0,02 |
| Fe^{2+} | 0,48 | 0,48 | 0,50 | 0,25 | 0,25 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — |
| Mg | 0,43 | 0,41 | 0,46 | 0,67 | 0,73 |
| Ca | 0,96 | 0,87 | 0,97 | 0,89 | 0,98 |
| Na | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,02 |
| K | — | — | — | 0,01 | — |
| $\% Fe$ | 0,573 | 0,581 | 0,544 | 0,359 | 0,269 |
| $\% Fe^{2+}$ | 0,527 | 0,541 | 0,523 | 0,267 | 0,257 |
| n_g | 1,728 | 1,741 | Не опр. | 1,716 | 1,699 |
| n_m | 1,707 | Не опр. | » | 1,693 | 1,679 |
| n_p | 1,699 | 1,710 | 1,698 | 1,686 | 1,672 |
| cNg | 56° | 51° | 56° | 46° | 44° |
| $2V_{Ng}$ | 68° | 68° | 66° | 61° | Не опр. |

П р и м е ч а н и е. 91 — из кварц-диопсидово-скаполитового сланца,
Леглиер; остальные — см. табл. 4.

зависимыми внутренними степенями свободы. С увеличением степени окисления железа возможно присутствие магнетита (проба № 187), и в этом случае компонент Fe_2O_3 является виртуальным.

Таким образом, для безмагнетитовых кварцодержащих основных сланцев виртуальными инертными компонентами являются Al_2O_3 , CaO , $(\text{MgO}, \text{FeO}, \text{Fe}_2\text{O}_3)$, Na_2O .

В соответствии с правилом фаз для метаморфической системы максимальное число минералов (без учета кварца) равно четырем. Реально в состав отдельных устойчивых разновидностей входят лишь два минерала: пироксен с каким-либо из плагиоклазов или со скаполитом. В редких случаях устойчиво равновесие трех минералов (пироксен+скаполит+плагиоклаз), хотя большей частью их срастания можно наблюдать на границах однородных биминеральных ассоциаций (+Кв, Сф).

Из четырех виртуальных компонентов три (CaO , Al_2O_3 , Na_2O) в разных количествах входят во все главные минералы. На диаграмме $\text{Ca} - \text{Al} - \text{Na}$ (рис. 9) большая часть фигуративных точек клинопироксенов образует компактную группу вблизи кальциевой вершины, что свидетельствует об относительно стабильном в них отношении $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Al})$. Изолированное положение занимает лишь точка клинопироксена № 193.

Пучок линий, связывающий большинство точек пироксенов с вершиной Ca , проектируется в область составов плагиоклаза № 53–65 и скаполита с 62–72 мол. % Me, т.е. для данных составов минералов, помимо равных отношений Na:Al , обеспечивается связь $\text{Ди} + \text{Пл}_{53-65} = \text{Ск}_{62-72}$ и при $k_i=4$, $\phi=3$, $\alpha=2$ число степеней свободы $c=-1$ (равновесие трех минералов данного состава в присутствии кварца неустойчиво).

В интервале составов плагиоклаза и скаполита № 53–72 действует еще одна связь: $\left(\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}} \right)^{\text{Пл}} = \left(\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}} \right)^{\text{Ск}}$. Учитывая, что при этом сохраняется равенство отношений Na:Al в парах диопсид–плагиоклаз или диопсид–скаполит, равновесие $\text{Пл}_{53-72} + \text{Ск}_{62-72} + \text{Ди}$ также неустойчиво ($k_i=4$, $\phi=3$; $\alpha=2$, $c=-1$). Это и является условием, исключающим возможность существования скаполита и плагиоклаза № 53–72. Более устойчивым в данных условиях оказывается скаполит, что обеспечивает стабильность моновариантного парагенезиса $\text{Кв} + \text{Ск}_{62-72} + \text{Ди}$ с равным отношением Na:Al в диопсиде и скаполите. Фигуративная точка, отвечающая среднему составу кварц–диопсидово–скаполитовых сланцев, приходится на центр поля II (парагенезис $\text{Кв} + \text{Ск}_{62-72} + \text{Ди}$).

Породы с отношением Na:Al меньшим, чем в ассоциации $\text{Кв} + \text{Ск}_{62-72} + \text{Ди}$, попадают в поле кварцево–диопсидовых плагиосланцев с основным плагиоклазом (I), а с большим – в поле диопсидовых пластигнейсов с плагиоклазом № 30–52 (III–IV).

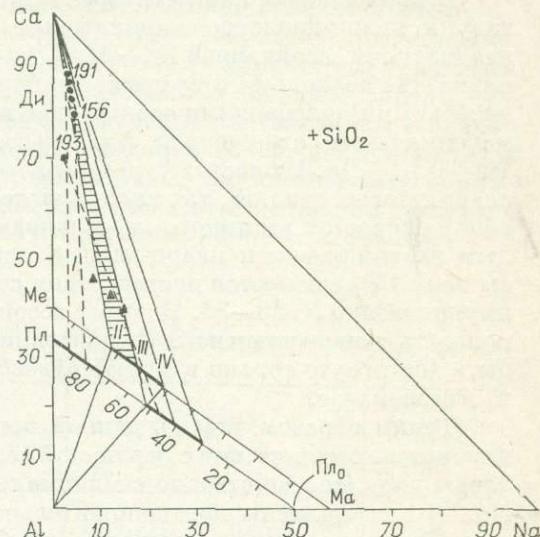


Рис. 9. Диаграмма состав-парагенезис для кварцево-диопсидовых плагиосланцев (поле I), кварц-диопсидово-скаполитовых сланцев (поле II), диопсидовых пластигнейсов (поля III и IV). Треугольниками показаны средние составы соответствующих сланцев.

Каждая из этих пород не является строго однородной. Так, среди кварцево-диопсидовых плагиосланцев состав минералов устойчив при плагиоклазе № 90—100, когда, по-видимому, реализуется связь составов клинопироксена и плагиоклаза в виде равных отношений Ca:Na и при этом ассоциация моновариантна. При плагиоклазах № 72—90 эта связь отсутствует, ассоциация $\text{Кв} + \text{Пл}_{72-90} + \text{Ди}$ дивариантна, т.е. при колебаниях в составе породы с клинопироксеном может быть устойчив плагиоклаз переменного состава, что и неоднократно наблюдалось в виде зональных битов-нитов.

В диопсидовых плагиогнейсах картина похожая. Ближайшие по составу к кварц-диопсило-скаполитовым сланцам плагиогнейсы (поле III) реализуются ассоциацией $\text{Кв} + \text{Пл}_{40-53} + \text{Ди}$. Эта ассоциация, очевидно, дивариантна, поскольку отсутствие стабильных связей подтверждается значительными колебаниями состава плагиоклаза в шлифах. Плагиогнейсы с максимальным отношением Na:Al (поле IV) реализуются ассоциацией $\text{Кв} + \text{Пл}_{30} + \text{Ди}$. Их состав уже существенно отличается от кварц-диопсило-скаполитовых сланцев, так как их разделяет поле III. Видимо, поэтому не обнаруживается взаимного переслаивания плагиогнейсов с наиболее кислым плагиоклазом и кварц-диопсило-скаполитовых сланцев. Плагиогнейсы поля IV отличаются постоянством состава плагиоклаза в шлифах, преимущественно № 30—33. Поэтому ассоциацию $\text{Кв} + \text{Пл}_{30} + \text{Ди}$ можно предполагать моновариантной. Сокращение степеней свободы при этом может быть достигнуто только в случае равенства отношений Na:Al в пироксene и плагиоклазе.

Таким образом, породы данной петрографической группы дифференцированы в соответствии с различной величиной отношения Na:Al. Крайние члены ряда (соответственно с минимальным и максимальным отношением Na:Al) представлены предположительно моновариантными ассоциациями с устойчивым составом минералов, главным образом плагиоклаза. От промежуточной (в смысле отношения Na:Al) моновариантной ассоциации $\text{Кв} + \text{Ск}_{62-72} + \text{Ди} + (\text{Сф})$ их отделяют «переходные» дивариантные ассоциации с широко варьирующим составом минералов (в частности, с зональными плагиоклазами).

В заключение следует подчеркнуть характерное сходство всех разновидностей кристаллических сланцев федоровской свиты, которое заключается в их маломинеральности при достаточно большом числе виртуальных инертных компонентов. При этом малое число минералов не вызывает соответствующего увеличения числа внутренних степеней свободы. Последние «погашаются» линейными связями между составами минералов, что может служить надежным свидетельством равновесности систем, поскольку пропорциональность в распределении компонентов по фазам может рассматриваться как состояние с большей энтропией по сравнению с состоянием, когда эта пропорциональность отсутствует.

Основное различие между главными петрографическими типами сланцев состоит в том, что амфиболсодержащие плагиосланцы представляют непрерывную по хемическому составу систему, а безамфиболовые — дискретную.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Закономерности распределения редких элементов группы железа (Co, Ni, Cr и V)

В выборках проб, характеризующих разновидности и группы кристаллических сланцев федоровской свиты, распределение содержаний Co, Ni, Cr и V по критерию Крамера не противоречит нормальному. В боль-

шинстве выборок нет также противоречия гипотезе логнормального распределения. Средние арифметические и средние геометрические различаются незначительно. Такое распределение редких элементов обычно для равновесных минеральных ассоциаций.

По наиболее вероятным средним уровням содержаний изученных редких элементов (табл. 26) все разновидности кристаллических сланцев разделяются на три группы. Первая группа объединяет амфиболосодержащие парагенезисы: биотито-гиперстеново-рогообманковые (Б), двушироксено-рогообманковые (В) и биотито-диопсидово-рогообманковые (Г) плахиосланцы. В них зафиксированы самые высокие средние уровни содержаний кобальта и ванадия. Вторую группу образуют существенно диопсидовые сланцы и кальцифиры (Д), для которых характерны самые низкие средние уровни содержаний кобальта, никеля и ванадия. Породы, отнесенные к третьей группе: кварцево-диопсидовые плахиосланцы и плахиогнейсы (Е) — обнаруживают наиболее высокие содержания никеля и хрома, занимая промежуточное положение между двумя первыми группами по содержаниям кобальта и ванадия. Уровень содержаний кобальта в них ближе к его уровню в первой группе, а ванадия — во второй.

Таблица 26

Наиболее вероятные средние содержания редких элементов группы железа в породах федоровской свиты

| Индекс | Литологические разновидности | Число проб | Содержание, г/т | | | | Средние значения отношения | |
|--------------------------------|---|------------|-----------------|--------------|---------------|---------------|----------------------------|-------|
| | | | Co | Ni | Cr | V | Co/Ni | V/Cr |
| Б ₁ | Биотито-гиперстеновые плахиосланцы | 8 | 45,5 11,5 | 24,6 12,6 | 63,5 28,3 | 188 63,1 | 0,49 | 3,15 |
| Б ₂ | Гиперстено-рогообманковые плахиосланцы | 6 | 19,4 5,2 | 32,4 18,3 | 44,5 47,3 | 193 46,7 | 0,72 | 10,01 |
| Б ₁ +Б ₂ | | 14 | 46,9 9,1 | 26,2 27,6 | 55,6 37,0 | 190 66,6 | 0,59 | 6,09 |
| В | Двушироксено-рогообманковые плахиосланцы | 17 | 20,5 8,1 | 22,2 11,8 | 44,2 38,3 | 238,2 93,5 | 1,09 | 9,37 |
| Г ₁ | Биотито-рогообманковые плахиосланцы | 11 | 16,4 4,2 | 14,0 9,2 | 25,4 33,1 | 186,5 37,2 | 1,43 | 14,76 |
| Г ₂ | Диопсидо-рогообманковые плахиосланцы | 11 | 20,7 7,9 | 23,7 15,3 | 34,0 26,0 | 212 76,4 | 1,16 | 21,19 |
| Г ₁ +Г ₂ | | 22 | 18,8 7,2 | 18,9 13,5 | 29,8 30,1 | 199,4 72,7 | 1,3 | 18,00 |
| Д ₁ | Флогопито-диопсидовые плахиосланцы со сферолитами | 9 | 6,3 2,4 | 12,6 3,8 | 72,4 38,9 | 57,7 23,9 | 0,50 | 0,75 |
| Д ₂ | Диопсидовые сланцы | 15 | 6,3 2,2 | 12,0 5,5 | 45,0 9,2 | 27,2 8,7 | 0,56 | 1,98 |
| Д ₃ | Кальцифиры | 3 | 1 | 1 | 45 | 8 | 0,07 | 0,56 |
| Д ₄ | Диопсидовые плахиосланцы | 4 | 7,8 2,9 | 7 | 66,0 50,3 | 95,0 45,5 | 0,73 | 1,77 |
| Е ₁ | Кварцево-диопсидовые плахиосланцы | 4 | 13,1 2,2 | 41,1 6,7 | 90,2 40,5 | 122 26,9 | 0,32 | 1,48 |
| Е ₂ | Диопсидовые плахиогнейсы | 6 | 14,0 2,5 | 35,8 7,4 | 106,1 39,6 | 111,5 31,4 | 0,39 | 1,19 |
| Е ₁ +Е ₂ | | 10 | 13,6 2,3 | 38,0 7,4 | 99,8 38,6 | 115,7 28,6 | 0,36 | 1,31 |

Привлекает внимание значительная дисперсия содержаний всех элементов в каждой из исследованных выборок. На 95%-ном уровне значимости устанавливается, что разновидности в пределах каждой выделенной группы пород по содержанию элементов группы железа не различаются (за исключением ванадия и хрома в диопсидовых сланцах и кальцифирах); между выделенными группами кристаллических сланцев и их разновидностями из разных групп в большинстве случаев обнаруживаются четкие различия. Так, по содержанию кобальта устанавливаются значимые отличия между амфиболсодержащими плагиосланцами (группы Б+В+Г) и безамфиболовыми бескварцевыми сланцами (группа Д), между последними и кварцсодержащими безамфиболовыми плагиосланцами и плагиогнейсами (группа Е). По содержанию ванадия амфиболсодержащие плагиосланцы отличаются как от бескварцевых, так и от кварцсодержащих. По содержанию никеля значительно различаются кристаллические сланцы групп Д и Е. Распределение хрома более сложное. Самые высокие его содержания отмечаются только в породах группы Е. В амфиболсодержащих плагиосланцах количества хрома в среднем ниже, чем в породах группы Е, но изменяются в достаточно широком интервале: в среднем от 25 до 63,5 г/т. Следовательно, здесь устанавливаются различия даже между разновидностями в пределах группы. То же относится и к группе Д, где содержания хрома изменяются от 15 до 72 г/т. Между группами Д и Е различия по хруму обнаруживаются лишь на уровне значимости 80% и ниже (рис. 10, а, б).

Выше указывалось, что амфиболсодержащие плагиосланцы федоровской свиты по химическому составу очень сходны с андезито-базальтами.

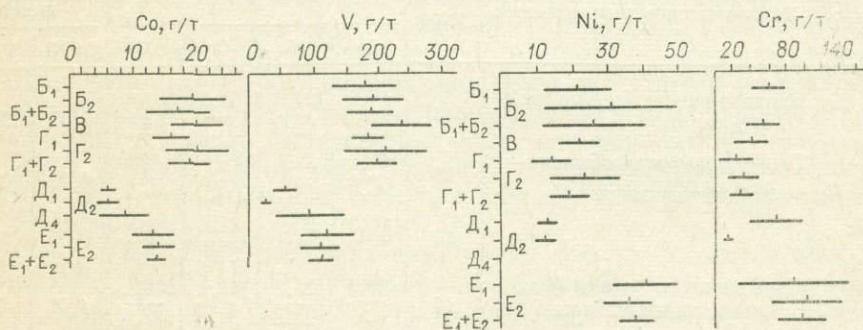


Рис. 10. Средние содержания редких элементов группы железа и их доверительные интервалы в кристаллических сланцах федоровской свиты.

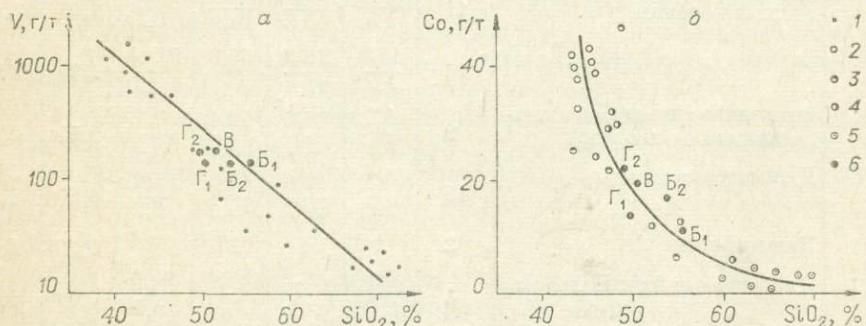


Рис. 11. Положение фигутивных точек средних составов разновидностей амфиболсодержащих плагиосланцев федоровской свиты (B_1 , B_2 , B , Γ_1 , Γ_2) на эмпирических графиках, отражающих зависимость содержания ванадия (а) и кобальта (б) от содержания кремнекислоты в лавах (Cheminice, 1971).

1 — лавы; 2 — базальты и трахибазальты; 3 — трахиандезиты лабрадоритовые; 4 — трахиандезиты с андезином; 5 — трахиты известково-щелочные; 6 — сланцы федоровской свиты: B_1 — биотито-типерстеновые, B_2 — гиперстено-роговообманковые, B — двупироксено-роговообманковые, Γ_1 — биотито-роговообманковые, Γ_2 — диопсидо-роговообманковые.

(см. табл. 1). Это сходство подтверждается также распределением элементов группы железа. Так, Ж. Шеминсон (Cheminc, 1967) было найдено, что в лавах ряда базальты — андезиты — трахиты существует весьма тесная корреляционная связь содержаний кобальта и ванадия с содержанием SiO_2 . Интервалу содержаний SiO_2 , характерному для амфиболсодержащих плагиосланцев (49—65%), на эмпирически построенных им диаграммах соответствуют концентрации кобальта от 10 до 21 г/т и ванадия от 150 до 300 г/т (рис. 11, а, б). Именно такие количества данных компонентов зафиксированы в амфиболсодержащих плагиосланцах федоровской свиты. Низкие концентрации этих же элементов в породах группы Д в среднем хорошо согласуются с содержаниями в осадочных породах (Катченков, 1964; Федоренко, Менакер, 1968; Danshin, 1967; Kabata, 1967; Turekian, Wedepohl, 1961). Группа Е по содержаниям этих элементов сходна как с эфузивными, так и с осадочными породами.

Таблица 27

Коэффициенты корреляции содержаний Со и Ni с их петрогенными аналогами — Mg, Fe^{2+} и Fe^{3+} — в кристаллических сланцах федоровской свиты*

| Индекс | Разновидность | Число проб | Парные коэффициенты корреляции | | | | | |
|--------------------------------|--|------------|--------------------------------|----------------------|----------------------|-----------------|----------------------|----------------------|
| | | | Co-Mg | Co- Fe^{2+} | Co- Fe^{3+} | Ni-Mg | Ni- Fe^{2+} | Ni- Fe^{3+} |
| Б ₁ | Биотито-гиперстеновые плагиосланцы | 8 | 0,50 0,35 | 0,26 0,24 | -0,21 -0,20 | 0,60 0,56 | 0,38 0,48 | -0,33 0,29 |
| Б ₂ | Гиперстено-рого-обманковые | 6 | 0,61 0,60 | -0,22 -0,15 | 0,23 0,15 | 0,70 0,68 | -0,17 -0,16 | 0,07 0,04 |
| Б ₁ +Б ₂ | | 14 | 0,53 0,45 | 0,22 0,26 | -0,01 0,05 | 0,56 0,58 | 0,26 0,32 | -0,24 -0,16 |
| В | Двупироксено-рого-обманковые плагиосланцы | 17 | 0,44 0,53 | 0,46 0,50 | 0,02 0,01 | 0,78 0,80 | 0,65 0,56 | -0,26 -0,19 |
| Г ₁ | Биотито-рого-обманковые плагиосланцы | 11 | 0,64 0,58 | 0,77 0,70 | 0,17 0,23 | 0,75 0,72 | 0,46 0,60 | 0,21 0,32 |
| Г ₂ | Диопсидо-рого-обманковые | 11 | 0,38 0,50 | 0,53 0,60 | -0,23 -0,24 | 0,56 0,73 | 0,68 0,64 | -0,35 -0,36 |
| Г ₁ +Г ₂ | | 22 | 0,48 0,52 | 0,61 0,64 | -0,06 -0,05 | 0,67 0,75 | 0,57 0,60 | -0,07 -0,05 |
| Д ₁ | Флогопито-диопсидовые плагиосланцы со сферулитами | 9 | (+) | + | - | + | + | - |
| Д ₂ | Диопсидовые сланцы | 7 | -0,63 -0,60 | 0,57 0,37 | 0,62 0,54 | -0,60 -0,53 | 0,70 0,56 | 0,68 0,58 |
| Д ₄ | Диопсидовые плагиосланцы | 4 | - | ++ | + | - | + | - |
| Д ₁ +Д ₄ | | 13 | -0,22 Не опр. | 0,85 Не опр. | -0,49 Не опр. | 0,48 Не опр. | 0,52 Не опр. | -0,65 Не опр. |
| Е ₁ +Е ₂ | Кварцево-диопсидовые плагиосланцы и диопсидовые плагиогнейсы | 10 | 0,59 Не опр. | -0,03 Не опр. | 0,24 Не опр. | 0,70 Не опр. | 0,45 Не опр. | 0,55 Не опр. |

Примечание. В числителе — значения коэффициентов корреляции содержаний элементов, в знаменателе — их десятичных логарифмов. Знаки + и — означают наличие положительной или отрицательной корреляционной связи, выявленной графически.

Уровень содержаний редких элементов не является достаточно устойчивой характеристикой петрохимического типа пород. Неоднократно отмечалось, что сходные по генезису и химизму породы из разных районов земного шара могут значительно различаться региональными кларками. Более устойчивы соотношения редких элементов. Анализ имеющихся данных (Danchin, 1967; Taylor a. at., 1969; Kabata, 1967 и др.) показывает, что в осадочных породах отношение содержаний Co:Ni имеет весьма низкие значения. В большинстве случаев оно равно 0,2, редко поднимаясь до 0,7 и еще реже до 1. Отношение V:Cr лишь незначительно превышает 1, изменяясь от 0,4 до 1,5, и только в одном случае оно равнялось 3,0. В андезитах и андезито-базальтах, отношение Co:Ni чаще всего больше 1, изменяясь от 0,88 до 1,42 (для «высококалиевых» андезитов оно составляет 4,35), а отношение V:Cr всегда значительно больше 3 (от 3,1 до 16,0). На примере пород Патомского нагорья было выявлено, что соотношения редких элементов группы железа в процессе прогрессивного регионального метаморфизма не изменяются (Петров, Макрыгина, 1969). В свете этих фактов средние значения отношения Co:Ni и V:Cr в породах федоровской свиты (см. табл. 26) свидетельствуют о ее первичной эфузивно-осадочной природе.

Весьма важными геохимическими характеристиками пород являются также связи редких элементов с их петрогенными аналогами, в данном случае магнием и двухвалентным железом (табл. 27 и 28). В амфиболсодержащих плагиосланцах содержания кобальта, никеля, хрома и ванадия обнаруживают положительную корреляционную зависимость (или тенденцию к ней) от содержания магния. В породах группы Д такая связь с магнием либо отсутствует, либо обнаруживается отрицательная корреляция. В породах группы Е положительными коэффициентами корреляции с содержаниями магния связаны содержания кобальта и никеля, содержания ванадия лишь обнаруживают тенденцию к положительной связи, а хрома — к отрицательной. Для всех разновидностей пород федоровской свиты выявляется положительная корреляция или тенденция к ней между содержаниями двухвалентного железа и редких элементов группы железа. С трехвалентным железом эти элементы связи практически не обнаруживают.

Таким образом, наибольшей контрастностью в породах федоровской свиты обладают соотношения редких элементов группы железа с магнием. Если принять, что соотношения элементов не меняются при региональном

Таблица 28

Коэффициенты корреляции содержаний хрома и ванадия с содержаниями Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺ в кристаллических сланцах федоровской свиты

| Ин-декс | Порода | Число проб | Парные коэффициенты корреляции | | | | | |
|--------------------------------|---|------------|--------------------------------|---------------------|---------------------|-------|--------------------|--------------------|
| | | | Cr—Mg | Cr—Fe ²⁺ | Cr—Fe ³⁺ | V—Mg | V—Fe ²⁺ | V—Fe ³⁺ |
| Б | Биотито-гиперстеновые и гиперстено-роговообманковые плагиосланцы | 14 | 0,49 | 0,10 | -0,07 | 0,84 | 0,68 | 0,13 |
| В | Двупироксено-роговообманковые плагиосланцы | 17 | 0,70 | 0,38 | -0,06 | 0,58 | 0,45 | 0,18 |
| Г | Биотито-роговообманковые и диопсидо-роговообманковые плагиосланцы | 22 | 0,54 | 0,63 | -0,11 | 0,50 | 0,61 | 0,14 |
| D ₁ +D ₄ | Флогопито-диопсидовые и диопсидовые плагиосланцы | 13 | 0,19 | 0,53 | -0,04 | -0,22 | 0,60 | 0,19 |
| D ₂ | Диопсидовые сланцы | 7 | -0,60 | 0,04 | 0,24 | -0,54 | 0,75 | 0,64 |
| E | Кварцево-диопсидовые плагиосланцы и диопсидовые плагиогнейсы | 10 | -0,10 | -0,30 | -0,20 | 0,31 | 0,56 | 0,62 |

Таблица 29

Распределение содержаний редких элементов группы железа между минералами основных кристаллических сланцев федоровской свиты

| Минерал | Содерж. минерала в породе, вес. % | Кобальт | | Никель | | Хром | | Ванадий | | | | | |
|---------|--|----------------------|---|----------------------|---|----------------------|---|----------------------|---|----|----|----|----|
| | | в минера- ле, г/т | вносимый минералом в породу г/т % | в минера- ле, г/т | вносимый мине- ралом в породу г/т % | в минера- ле, г/т | вносимый минералом в породу г/т % | в минера- ле, г/т | вносимый мине- ралом в породу г/т % | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |

Проба I-I-a — биотито-гиперстеновый плагиосланец

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|---------|------|-------|---------|------|-------|---------|------|------|---------|-------|------|
| Гиперстен | 23,4 | 50 | 11,5 | 50,0 | 80 | 18,5 | 30,8 | 75 | 17,3 | 23,1 | 170 | 39,2 | 19,6 |
| Биотит | 15,8 | 80 | 12,6 | 54,8 | 240 | 37,9 | 63,4 | 320 | 50,6 | 67,5 | 780 | 123,1 | 61,6 |
| Плагиоклаз | 60,4 | 2,8 | 1,7 | 7,4 | 8 | 4,8 | 8,0 | 4 | 2,4 | 3,2 | 4 | 2,4 | 1,2 |
| Роговая обманка | 0,1 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Магнетит | 0,4 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Апатит | 0,2 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Сумма | 100,0 | | 25,8 | 112,2 | | 61,2 | 101,9 | | 70,3 | 93,8 | | 164,7 | 82,4 |
| Содержание элемента в породе | | | 23 | | | 60 | | 75 | | | 200 | | |

Проба II-I-a — гиперстено-рогообманковый плагиосланец

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|---------|------|------|---------|------|------|---------|-------|-------|---------|-------|------|
| Гиперстен | 41,4 | 53 | 6,0 | 28,6 | 90 | 10,2 | 15,0 | 160 | 18,2 | 15,2 | 68 | 7,8 | 4,1 |
| Роговая обманка | 31,3 | 41 | 12,3 | 58,6 | 130 | 40,7 | 60,0 | 335 | 105,0 | 87,5 | 450 | 141,0 | 74,2 |
| Плагиоклаз | 55,5 | 2,6 | 1,4 | 6,7 | 9 | 5,0 | 7,3 | 2 | 1,2 | 1,0 | 5 | 2,8 | 1,5 |
| Биотит | 1,0 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Магнетит | 0,5 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Апатит | 0,3 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Сумма | 100,0 | | 19,7 | 93,9 | | 55,9 | 82,3 | | 124,4 | 103,7 | | 151,6 | 79,8 |
| Содержание элемента в породе | | | 21 | | | 68 | | 120 | | | 190 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|--------|---------|------|-------|---------|------|------|---------|------|------|---------|-------|------|
| <i>Проба 97 — двупироксено-роговообманковый плагиосланец</i> | | | | | | | | | | | | | |
| Гиперстен | 17,9 | 115 | 20,6 | 54,2 | 130 | 23,2 | 30,5 | 63 | 11,3 | 11,3 | 200 | 35,8 | 15,9 |
| Диопсид | 15,8 | 75 | 11,9 | 31,3 | 100 | 15,8 | 20,8 | 145 | 23,0 | 23,0 | 440 | 69,5 | 30,9 |
| Роговая обманка | 10,1 | 71,5 | 7,2 | 19,0 | 200 | 20,2 | 26,6 | 313 | 31,6 | 31,6 | 550 | 55,5 | 24,7 |
| Плагиоклаз | 54,5 | 2,6 | 1,4 | 3,7 | 8 | 4,3 | 5,7 | 3 | 1,6 | 1,6 | 5 | 2,7 | 1,2 |
| Биотит | Ед. з. | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Магнетит | 1,7 | 120 | 2,0 | 5,2 | 500 | 8,5 | 11,2 | 1600 | 27,2 | 27,2 | 2000 | 34,0 | 15,4 |
| Сумма | 100,0 | 38 | 43,4 | 113,4 | 76 | 72,0 | 94,8 | 100 | 94,7 | 94,7 | 225 | 197,5 | 87,8 |
| Содержание элемента в породе | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Проба IV-I-a — диопсидо-роговообманковый плагиосланец</i> | | | | | | | | | | | | | |
| Диопсид | 13,8 | 43 | 5,9 | 25,7 | 51 | 7,0 | 22,2 | 92 | 13,0 | 17,5 | 270 | 37,2 | 16,7 |
| Роговая обманка | 31,2 | 43 | 13,4 | 58,2 | 48 | 15,0 | 47,6 | 190 | 59,0 | 79,2 | 480 | 150,0 | 67,3 |
| Плагиоклаз | 51,2 | 3 | 1,5 | 6,5 | 7 | 3,6 | 11,4 | Не обн. | — | — | 6 | 3,1 | 1,4 |
| Биотит | 1,3 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Магнетит | 1,3 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Прочие | 1,2 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Сумма | 100,0 | | 20,8 | 90,4 | | 25,6 | 81,2 | | 72,0 | 96,7 | | 190,3 | 85,4 |
| Содержание элемента в породе | | | | | | | | | | | | | |

Проба 203 — флогопито-диопсидовый плагиосланец

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|------|-----|-----|------|-----|------|------|-----|------|------|-----|------|------|
| Флогопит | 3,5 | 28 | 1,0 | 11,8 | 160 | 5,6 | 29,5 | 480 | 16,8 | 15,3 | 260 | 9,1 | 13,6 |
| Диопсид | 34,6 | 15 | 5,2 | 61,2 | 35 | 12,1 | 63,5 | 210 | 72,6 | 66,0 | 150 | 52,0 | 77,5 |
| Плагиоклаз | 58,4 | 2,5 | 1,4 | 16,5 | 6 | 2,9 | 15,3 | 12 | 7,0 | 6,4 | 6 | 2,9 | 4,3 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|-----|---------|-----|------|---------|------|-------|---------|------|------|---------|------|------|
| Сфен | 1,3 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Апатит | 0,2 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Прочие | 2,0 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Сумма | 100 | 8,5 | 7,6 | 89,5 | 19 | 20,6 | 108,3 | 110 | 96,4 | 87,7 | 67 | 64,0 | 95,4 |
| Содержание элемента в породе | | | | | | | | | | | | | |

Проба VI-4 — диопсидовый плагиосланец

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|---------|------|-------|---------|------|------|---------|-------|------|---------|-------|-------|
| Диопсид | 45,4 | 30 | 13,6 | 109,0 | 170 | 77,1 | 82,0 | 300 | 136,0 | 87,8 | 340 | 154,0 | 94,0 |
| Плагиоклаз | 51,6 | 2,8 | 1,4 | 11,2 | 19 | 9,8 | 0,2 | 3 | 1,6 | 1,0 | 10 | 5,2 | 3,2 |
| Сфен | 0,9 | Не обн. | — | — | 20 | 0,2 | 10,4 | 320 | 2,9 | 1,9 | 1000 | 9,0 | 5,5 |
| Паргасит | 1,0 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Апатит | 1,0 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Прочие | 0,1 | » | — | — | » | — | — | » | — | — | » | — | — |
| Сумма | 100,0 | 12,5 | 15,0 | 120,2 | 94 | 87,1 | 92,6 | 1555 | 140,5 | 90,7 | 164 | 168,2 | 102,7 |
| Содержание элементов в породе | | | | | | | | | | | | | |

Проба 191 — кварцево-диопсидовый плагиосланец

| | | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|---------|------|-------|---------|------|-------|---------|------|------|---------|-------|------|
| Диопсид | 32,0 | 37,0 | 11,8 | 107,2 | 120 | 38,4 | 106,8 | 220 | 70,4 | 63,5 | 300 | 96,0 | 73,3 |
| Кварц | 41,7 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Плагиоклаз + скаполит | 51,3 | 2,2 | 1,1 | 10,0 | 6 | 3,1 | 8,6 | 30 | 15,4 | 13,9 | 24 | 12,3 | 9,4 |
| Сфен | 2,3 | Не обн. | — | — | 20 | 0,4 | 1,1 | 380 | 8,7 | 7,8 | 830 | 19,1 | 14,6 |
| Прочие | 2,7 | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — | Не опр. | — | — |
| Сумма | 100,0 | | 12,9 | 117,2 | | 41,9 | 116,5 | | 94,5 | 85,2 | | 127,4 | 97,3 |
| Содержание элемента в породе | | | 11,0 | | 36 | | | 111 | | | 131 | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|-------|----|-----|----|-----|------|------|-----|------|------|------|------|------|----|
| <i>Проба 193 — диопсидовый плагиогнейс</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| Диопсид | 17,1 | 39 | 6,7 | 67 | 130 | 22,3 | 85,6 | 250 | 42,7 | 50,4 | 310 | 53,0 | 67,1 | |
| Кварц | 38,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Плагиоклаз | 42,0 | 3 | 1,3 | 13 | 5 | 2,1 | 8,2 | 28 | 11,7 | 13,8 | 3 | 1,3 | 1,6 | |
| Сфен | 2,3 | — | — | — | — | — | — | 400 | 9,2 | 10,8 | 1000 | 23,0 | 29,2 | |
| Альбит | 0,3 | » | » | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Прочие | 0,1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Сумма | 100,0 | | | | | | | | | | | | | |
| Содержание элемента в породе | 10,0 | | | | | | | | | | | | | |
| | 8 | | | | | | | | | | | | | |
| | 80 | | | | | | | | | | | | | |
| | 26 | | | | | | | | | | | | | |
| | 85 | | | | | | | | | | | | | |
| | 79 | | | | | | | | | | | | | |

метаморфизме пород, то следует ожидать, что коэффициенты корреляции между ними могут нести важную генетическую информацию.

Известно, что в магматическом процессе редкие элементы группы железа, особенно кобальт и никель, весьма тесно связаны со своими петрогенными аналогами: магнием и двухвалентным железом, изоморфно замещая их в структурах кристаллизующихся из расплавов силикатов и алюмосиликатов. В результате между содержаниями этих элементов осуществляются высокие положительные корреляционные связи. Подобные связи, по-видимому, должны обнаруживаться и в терригенно-осадочных толщах, где основная масса представлена обломочным материалом, а также в туфогенных образованиях. Совершенно по-другому ведут себя эти элементы в хемогенно-осадочном процессе. Прежде всего, здесь резко расходятся пути железа и магния. Последний в виде хорошо растворимых солей долгое время может удерживаться в растворе, в то время как соединения железа легко гидратируются и выпадают в осадок. Поскольку для редких элементов группы железа неизвестны хорошо растворимые соединения и в хемогенно-осадочном процессе они ведут себя подобно железу, можно ожидать, что здесь будут устанавливаться высокие корреляционные связи с железом и отсутствовать связи с магнием.

Следовательно, положительные корреляционные связи редких элементов группы железа с магнием в амфиболсодержащих плагиосланцах также могут быть одним из доводов в пользу предположения об их первичной магматогенной природе. Отсутствие «связи» (или даже отрицательная корреляция) этих элементов в существенно диопсидовых сланцах и плагиосланцах федоровской свиты скорее всего следствие того, что эти породы представляют собой первично хемогенно-осадочные образования. Исходным материалом для кварцево-диопсидовых плагиосланцев и плагиогнейсов, судя по их составу и соотношениям в них элементов, послужили терригенно-осадочные (возможно, туфогенные) образования.

Анализ показал, что редкие элементы группы железа в изученных основных кристаллических сланцах рассеяны по всем породообразующим и акцессорным минералам (табл. 29). В каждом минерале со-

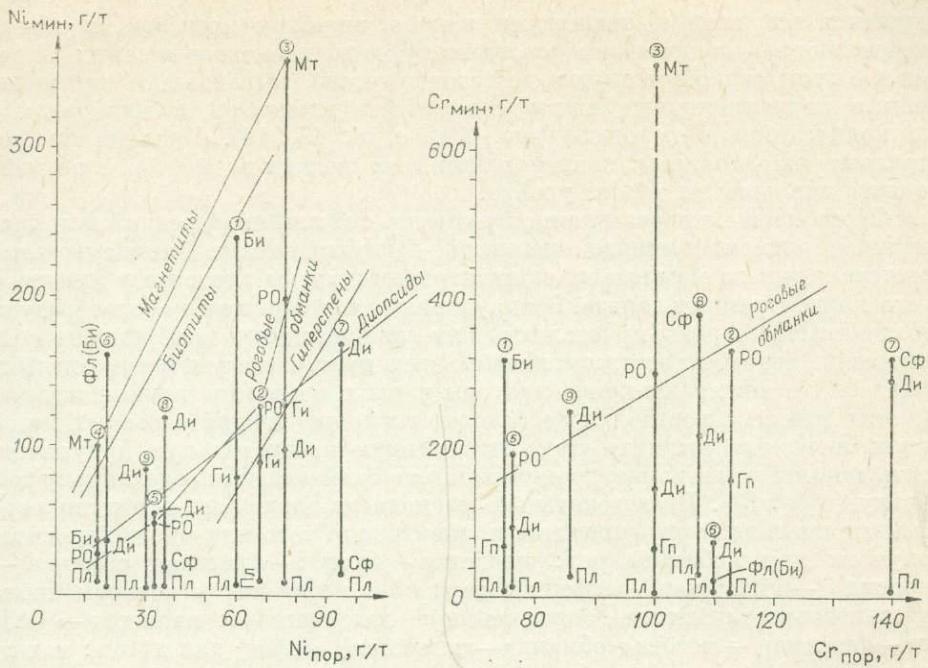


Рис. 12. Распределение содержаний никеля и хрома по минералам кристаллических сланцев федоровской свиты.

Цифрами в кружках обозначены номера проб плагиосланцев: 1 — биотито-гиперстенового (проба I-I-a); 2 — гиперстено-роговообманкового (II-I-a); 3 — двупироксено-роговообманкового (97); 4 — биотито-роговообманкового (IV-I-b); 5 — диопсидо-роговообманкового (IV-I-a); 6 — флогопито-диопсидового (203); 7 — диопсидового (V-I-4); 8 — кварцево-диопсидового (191) и 9 — диопсидового плагиогнейса (193).

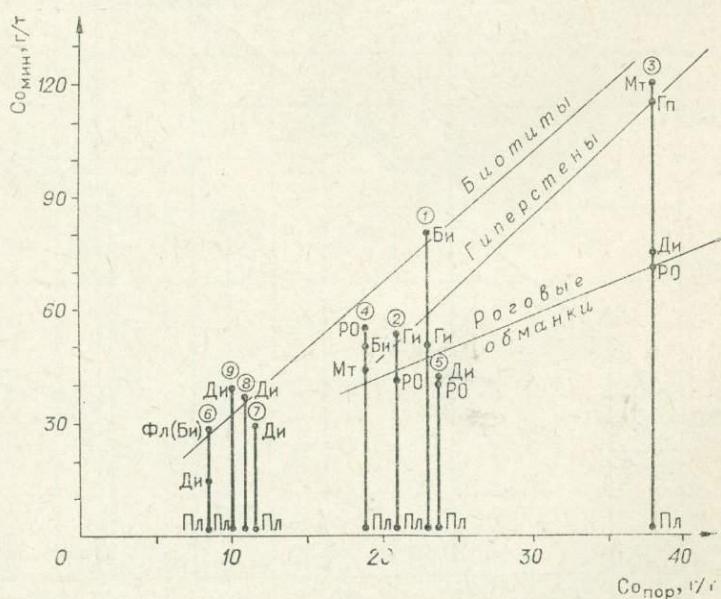


Рис. 13. Распределение содержания кобальта по минералам кристаллических сланцев федоровской свиты. Обозначения см. рис. 12.

держания их, хотя и изменяются в очень широких пределах, в общем определяются количеством соответствующих элементов в самих породах. Об этом свидетельствуют достаточно четко выраженные прямолинейные корреляционные связи содержаний элементов в минералах с их количеством в породах (рис. 12, а, б, 13, 14). Исключение составляют плагиоклазы: концентрации всех редких элементов в них находятся примерно на одном уровне.

Способность минерала концентрировать тот или иной редкий или расеянный элемент принято оценивать коэффициентами концентрации, вычисленными как отношение концентрации данного элемента в минерале к его концентрации в породе. Все изученные акцессорные и породообразующие цветные минералы кристаллических сланцев имеют коэффициент концентрации, значительно превышающий единицу, т. е. все они могут рассматриваться как минералы-концентраторы редких элементов группы железа. В то же время, сопоставляя коэффициенты концентраций в разных минералах, нельзя не отметить четко выраженную избирательную приуроченность повышенных концентраций каждого элемента к определенному минералу (табл. 30). Последовательно располагая минералы в ряд по мере уменьшения в них коэффициентов концентраций того или иного элемента, получаем для кобальта ряд: магнетит \rightarrow биотит \rightarrow (роговая обманка — диопсид — гиперстен) \rightarrow сфен (содержание кобальта в котором ниже чувствительности метода определения); для никеля: магнетит \rightarrow биотит \rightarrow (диопсид — роговая обманка — гиперстен) \rightarrow сфен; для хрома: магнетит \rightarrow биотит \rightarrow (роговая обманка — сфен) \rightarrow диопсид \rightarrow гиперстен; для ванадия: магнетит \rightarrow сфен \rightarrow роговая обманка \rightarrow биотит \rightarrow диопсид \rightarrow гиперстен. Наиболее высокие значения коэффициентов концентрации во всех случаях отмечаются для магнетита; гиперстен почти всегда замыкает

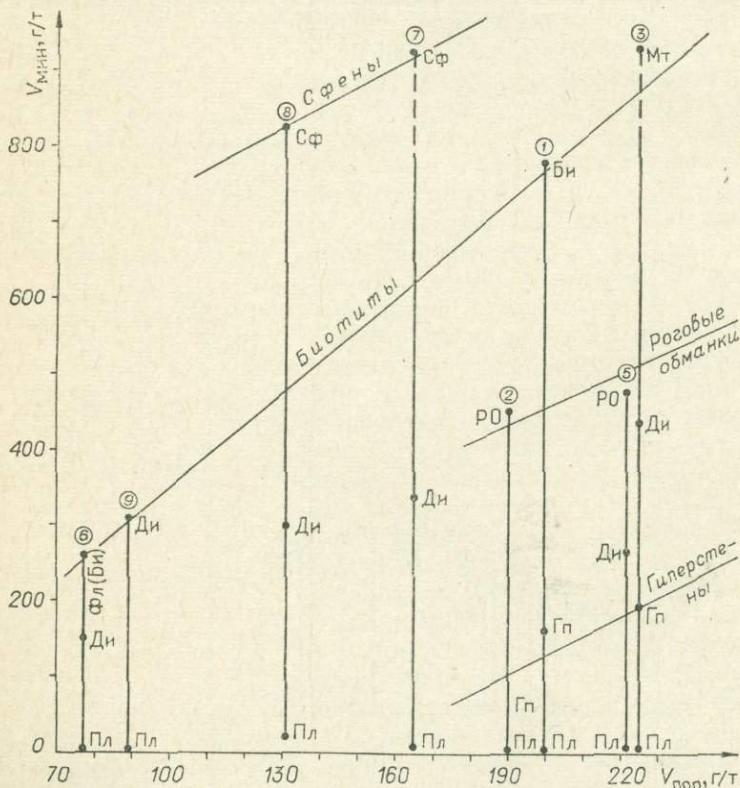


Рис. 14. Распределение содержания ванадия по минералам кристаллических сланцев Федоровской свиты. Обозначения см. рис. 12.

Таблица 30

Коэффициенты концентрации (К. К. = $\frac{C_{\text{мин}}}{C_{\text{пор}}}$) редких элементов группы железа в минералах кристаллических сланцев федоровской свиты

| Лито-группа | Номер пробы | Парагенезис цветных минералов | Биотит (флогопит) | | | | Роговая обманка | | | | Гиперстен | | | | Диопсид | | | | Магнетит | | | | Сфен | | | | | | |
|-------------|--|--|-------------------|------------|------------|------------|--|--|--|--|-----------|-----|-----|------|---------------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|-----|-----|------|------|------|------|------|--|--|--|
| | | | Co | Ni | Cr | V | Co | Ni | Cr | V | Co | Ni | Cr | V | Co | Ni | Cr | V | Co | Ni | Cr | V | Co | Ni | Cr | V | | | |
| Б | I-I-a 127 | Би+Гп+(Мт) | 3,5 | 4,0 | 4,3 | 3,9 | | | | | 2,2 | 1,3 | 1,0 | 0,85 | | | | | | | | | | | | | | | |
| | II-I-a | Би+Гп+(Мт) | | | | | 1,95 | 1,91 | 3,0 | 2,4 | 2,5 | 1,3 | 1,4 | 0,36 | | | | | | | | | 9,3 | 14,6 | 60,0 | 29,0 | | | |
| | | Гп+Ди+РО+(Мт) | | | | | | 1,9 | 2,6 | 3,1 | 2,4 | 3,0 | 1,7 | 0,63 | 0,89 | 2,0 | 1,3 | 1,4 | 1,95 | 3,2 | 6,6 | 16,0 | 8,9 | | | | | | |
| | 97 150 | Гп+Ди+РО+(Мт) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| В | IV-I-б 115 | Би+РО+(Мт) | 2,4 Не опр. | 2,7 5,7 | Не опр. | 1,1 3,1 | 2,9 | 2,1 | 3,3 | 1,6 | | | | | | | | | | | | | 2,3 | 7,7 | 30,0 | 13,0 | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Г | 105 55 IV-I-a 145 2-150 114 | | | | | | 4,9 3,6 4,9 2,8 2,6 2,8 | 2,2 1,8 1,5 1,3 1,9 2,2 | 7,6 5,0 2,6 3,9 3,4 6,3 | 1,6 5,2 2,2 3,7 1,6 2,6 | | | | | 2,3 1,9 1,6 1,2 1,2 | 1,3 4,2 1,2 1,2 | 4,2 2,5 1,2 | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Д | 203 VI-2 VI-4 33/67 | Фл+Ди Ди+(Сф) Ди+(Сф) Ди+(Сф) | 3,3 | 7,0 | 4,4 | 3,9 | | | | | | | | | | 1,8 3,3 2,6 1,9 | 1,5 2,8 1,8 1,9 | 1,9 2,0 1,9 1,9 | 2,2 1,5 2,4 1,7 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Е | 191 193 156 | Ди+(Сф) Ди+(Сф) Ди+(Сф) | | | | | | | | | | | | | | 3,4 3,9 3,7 | 3,3 3,2 4,0 | 2,0 2,9 3,9 | 2,3 3,9 4,1 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

ряд. Такая избирательность свидетельствует о существенном влиянии на распределение элементов кристаллохимического фактора в широком смысле, т. е. распределение редких элементов между минералами в парагенезисе определяется не только свойствами самих элементов, но и особенностями и свойствами кристаллизующихся структур (Петрова, Левицкий, Глазурова, 1972).

Имеющийся материал свидетельствует также о том, что большое влияние на распределение редких элементов оказывают наличие определенных ассоциаций минералов-концентраторов и их количество в парагенезисе. Так, роговые обманки имеют наименьшие коэффициенты концентрации всех редких элементов группы железа в парагенезисах групп Б и В, в которых наряду с роговой обманкой присутствуют более мощные минералы-концентраторы: биотит и магнетит, а также диопсид и гиперстен (для Co, Ni). Диопсиды в породах групп Д и Е являются основными минералами-концентраторами редких элементов группы железа. Но диопсиды из парагенезисов группы Е характеризуются более высокими коэффициентами концентрации, так как породы этой группы более лейкократовые и содержат меньше акцессорного сфена — активного концентратора хрома и ванадия.

Закономерности распределения щелочных редких элементов (Rb и Li)

По сравнению с кларками редких щелочей в земной коре — 150 г/т Rb и 33 г/т Li (Виноградов, 1962) — кристаллические сланцы федоровской свиты в большинстве своем характеризуются более низкими содержаниями как рубидия, так и лития (табл. 31).

Таблица 31

Содержание рубидия и лития в кристаллических сланцах федоровской свиты

| Индекс | Разновидность | Число проб | Rb, г/т | K/Rb | Li, г/т | $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ |
|----------------|---|------------|----------------|-----------------|-------------|----------------------------|
| Б ₁ | Биотито-гиперстеновые плагиосланцы | 8 | 183 100—315 | 167 79—320 | 33 28—38 | 1,59 0,97—2,88 |
| Б ₂ | Гиперстено-рогообманковые плагиосланцы | 6 | 22 13—36 | 558 218—851 | 21 20—22 | 0,76 0,51—4,02 |
| В | Двупироксено-рогообманковые плагиосланцы | 17 | 27 5—50 | 627 114—1380 | 24 18—39 | 0,77 0,43—1,26 |
| Г ₁ | Биотито-рогообманковые плагиосланцы | 10 | 29 9—96 | 635 156—1440 | 20 12—28 | 0,82 0,40—1,45 |
| Г ₂ | Диопсио-рогообманковые плагиосланцы | 11 | 19 5—36 | 755 286—1400 | 17 7—22 | 0,54 0,18—0,91 |
| Д ₁ | Флогонито-диопсидовые плагиосланцы со сферулитами | 8 | 27 6—50 | 490 264—1000 | 29 20—38 | 0,53 0,42—0,74 |
| Д ₂ | Диопсидовые сланцы | 13 | 9 H./o.—27 | 125 24—275 | 13 5—28 | 0,17 0,07—0,30 |
| Д ₃ | Кальцифиры | 1 | 6 | 33 | 3 | 0,01 |
| Д ₄ | Диопсидовые плагиосланцы | 4 | 3,5 H./o.—8 | 667 566—833 | 16 12—18 | 0,37 0,31—0,48 |
| Е ₁ | Кварцево-диопсидовые плагиосланцы | 4 | 8 2—20 | 501 290—666 | 27 20—30 | 1,52 1,27—4,71 |
| Е ₂ | Диопсидовые плагиогнейсы | 6 | 8 5—12 | 574 400—717 | 33 28—52 | 2,06 1,51—3,00 |

Приложение. В числителе — среднее арифметическое; в знаменателе — минимальное значение для отдельных проб выборки.

По содержанию рубидия исследованные сланцы четко разделяются на три группы. К первой группе относятся биотито-гиперстеновые плагиосланцы (B_1). Они отличаются наиболее высокими концентрациями рубидия, в среднем соответствующими klarke для земной коры. Ко второй группе относятся все амфиболсодержащие разновидности (B_2 , B , G_1 и G_2) и флогопито-диопсидовые (D_1) плагиосланцы. Средний уровень содержаний рубидия в них равен 22—29 г/т, а разброс в отдельных пробах составляет от 5 до 96 г/т. Третья группа включает все разновидности существенно диопсидовых сланцев и кальцифиры (группы D и E). Содержания рубидия в них изменяются в пределах <1—27 г/т.

Во всех сланцах в целом и в сланцах каждой выделенной группы между содержаниями рубидия и калия графически (рис. 15) выявляется положительная корреляционная зависимость, особенно четкая в сланцах первой и третьей групп. Это наблюдение хорошо согласуется с общепризнанным представлением о тесной геохимической связи рубидия с калием в геоло-

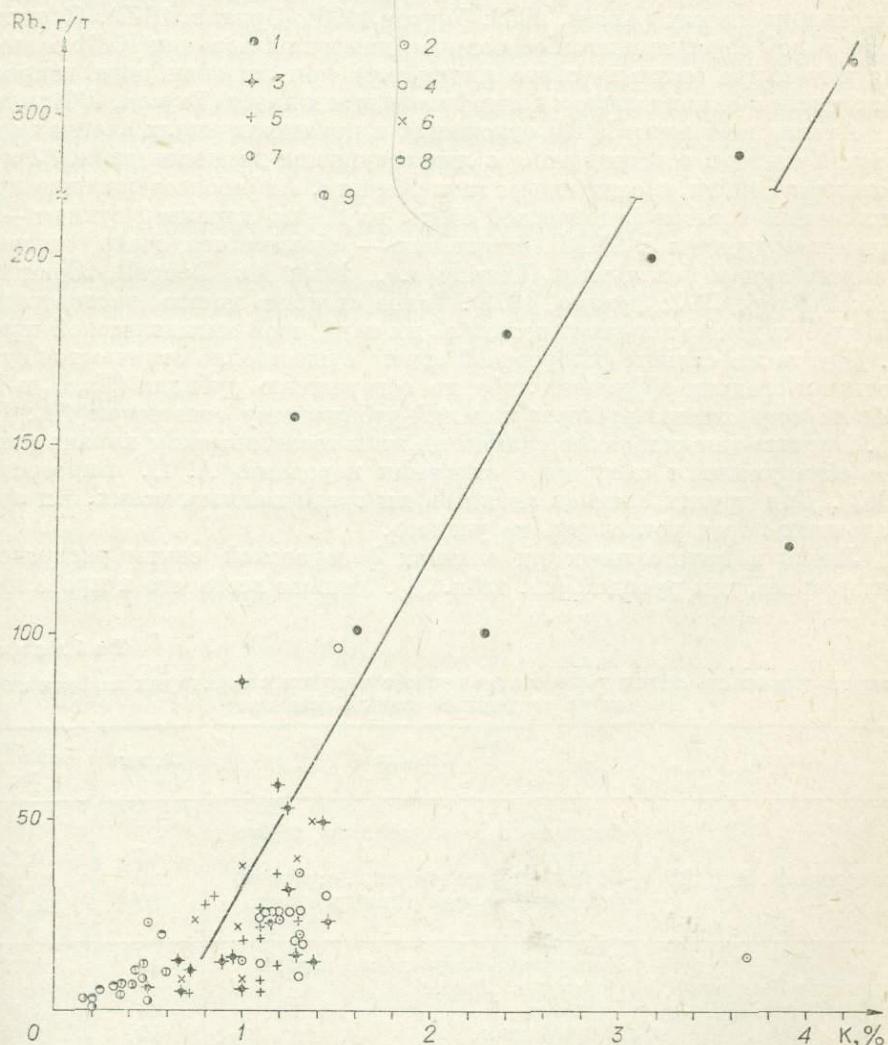


Рис. 15. Зависимость содержания рубидия от содержания калия в кристаллических сланцах федоровской свиты.

1 — биотито-гиперстеновые плагиосланцы; 2 — гиперстено-роговообманковые плагиосланцы; 3 — двуулорксено-роговообманковые плагиосланцы; 4 — биотито-роговообманковые плагиосланцы; 5 — диопсида-роговообманковые плагиосланцы со сференом; 7 — диопсидовые плагиосланцы; 8 — кварцево-диопсидовые плагиосланцы; 9 — диопсидовые плагиогнейсы.

Таблица 32

Концентрации рубидия и значения K/Rb
отношения в основных изверженных по-
родах, по С. Тейлору (1972)

| Порода | Rb, г/т | K/Rb |
|--|---------|------|
| Андезиты, средний состав | 31 | 430 |
| Средний андезит | 10 | 590 |
| Средний базальт | 20 | 425 |
| Средний океанический то- лент | 1,2 | 1170 |

Таблица 33

Типичные значения K/Rb отношения
для основных пород, включая трахиты
и андезиты, по А. Эрланку (1972)

| Толеиты | K/Rb |
|----------------------------------|----------|
| Континентальные вулканические | 150—1000 |
| плутонические | 200—1000 |
| Океанические | |
| оceanическое дно | 450—2000 |
| вулканические острова | 360—650 |

тических процессах (Аренс, 1959; Таусон, 1961; Эрланк, 1972). Существование такой связи является основанием для использования K/Rb отношения в качестве геохимического индикатора при решении ряда вопросов, в частности о сингенетичности и происхождении пород (Таусон, 1961; и др.).

Анализ поведения K/Rb отношения в кристаллических сланцах федоровской свиты и сопоставление с литературными данными (табл. 32 и 33) позволяет прийти к следующим заключениям. Амфиболсодержащие кристаллические сланцы федоровской свиты по обеим характеристикам — содержанию рубидия и K/Rb отношению — оказываются очень сходными с андезитами и базальтами (Lessing a.e., 1963; Mc Dougall, Compston, 1965; Тейлор, 1972; Эрланк, 1972). Такое сходство можно рассматривать как одно из доказательств гипотезы об их первичной магматической природе. Другие же сланцы федоровской свиты существенно отличаются от основных и средних эфузивов либо по содержанию рубидия (D_4 , E_1 и E_2), либо по содержанию рубидия и калий-рубидиевому отношению (B_1 , D_2 и D_3). Биотито-гиперстеновые сланцы по этим геохимическим характеристикам обнаруживают сходство с «кислыми породами» А. П. Виноградова (1962). Для других сланцев аналогов ни среди магматических, ни среди осадочных пород установить не удалось.

Литий в кристаллических сланцах федоровской свиты распределен равномернее, чем рубидий (см. табл. 34). Меньше всего его в пробе каль-

Таблица 34

Распространенность лития и его соотношение с магнием в некоторых породах земной коры по данным разных авторов

| Автор | Порода | Li, г/т | $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ |
|---|--|---------|----------------------------|
| Виноградов А. П. (1962) | Основные породы (базальты, габбро и др.) | 15 | 0,33 |
| | Средние породы (диориты, андезиты) | 20 | 0,92 |
| | Осадочные породы (глины и сланцы) | 60 | 4,47 |
| Турекьян и Ведеполь (Turekian a. Wedepohl, 1961) | Базальтовые изверженные породы | 17 | 0,37 |
| | Осадочные породы | | |
| | глины | 66 | 4,4 |
| | песчаники | 15 | 2,14 |
| Тейлор С. (1972) | карbonатные | 5 | 0,10 |
| | Андезит, средний состав | 10 | 0,48 |
| | Средний андезит Сайпана | 10 | 0,19 |
| | Средний океанический толент | 9 | 0,23 |

Примечание. Li/Mg — отношение кларков этих элементов в соответствующих породах земной коры.

цифира — 3 г/т. В остальных пробах кристаллических сланцев его концентрации изменяются в пределах 7—52 г/т.

Известно, что распределение лития в геологических процессах контролируется двумя факторами: тесной геохимической связью с магнием и способностью образовывать со фтором устойчивые летучие комплексы (Таусон, 1967). В метаморфических породах федоровской свиты содержания лития не обнаруживают зависимости ни от содержаний магния, ни от содержания фтора. По-видимому, на распределение лития в данном случае оказывают более сильное влияние какие-то другие факторы, для выявления которых необходимо более детальные исследования, в частности изучение закономерности распределения лития в минералах сланцев. Определения концентраций лития в биотите (96 г/т) из биотито-гиперстенового плагиосланца и в роговой обманке (12 г/т) из диопсио-рогообманкового плагиосланца подтверждают лишь уже установленную общую закономерность о преимущественном концентрировании этого элемента в рефлексах слюды (биотита) (Таусон, 1961).

Сопоставление содержания лития и Li/Mg отношений в сланцах федоровской свиты с этими же геохимическими характеристиками пород различного генезиса (табл. 34) не выявило полных аналогий. В то же время эти характеристики амфиболсодержащих сланцев оказываются ближе всего к соответствующим характеристикам основных и средних пород, по А. П. Виноградову, и андезита, по С. Тейлору.

Закономерности распределения Ba и Sr

Содержания бария и стронция и их отношения в кристаллических сланцах федоровской свиты приведены в табл. 35. Привлекают внимание очень большие вариации содержаний обоих элементов, особенно бария. По

Таблица 35

Содержания стронция и бария (г/т) в кристаллических сланцах федоровской свиты

| Индекс | Разновидность | Число проб | Ba | Sr | Ba/Sr |
|-----------------------------------|--|------------|------------------|------------------|-------------------|
| E ₁ | Биотито-гиперстеновые плагиосланцы | 7 | 1209 660—3200 | 403 210—1300 | 2,44 1,1—11,1 |
| B ₂ | Гиперстено-рогообманковые плагиосланцы | 6 | 463 290—650 | 495 400—560 | 0,86 0,60—1,28 |
| V | Двушироксено-рогообманковые плагиосланцы | 15 | 603 320—1350 | 764 350—1600 | 0,70 0,26—2,27 |
| G ₁ | Биотито-рогообманковые плагиосланцы | 10 | 728 32—1200 | 989 710—1400 | 0,63 0,41—1,64 |
| G ₂ | Диопсио-рогообманковые плагиосланцы | 11 | 556 34—810 | 1001 660—1400 | 0,54 0,35—0,82 |
| D ₁ | Флогопито-диопсидовые плагиосланцы со сфеном | 5 | 869 230—1600 | 459 370—550 | 1,0 0,50—3,45 |
| D ₂ | Диопсидовые сланцы | 15 | 33 15—82 | 56 34—78 | 0,50 0,34—0,71 |
| D ₃ | Кальцифиры | 1 | 70 58 | 170 536 | 0,41 0,05 |
| D ₄ | Диопсидовые плагиосланцы | 4 | 13—170 | 350—650 | 0,03—0,27 |
| E ₁ | Кварцево-диопсидовые плагиосланцы | 4 | 79 25—170 | 407 320—520 | 0,12 0,08—0,40 |
| E ₂ | Диопсидовые плагиогнейсы | 6 | 90 51—220 | 323 220—460 | 0,20 0,11—0,84 |
| Среднее содержание в земной коре: | | | | | |
| по А. П. Виноградову (1962) | | | 650 | 340 | |
| по С. Тейлору (Taylor, 1964) | | | 425 | 375 | |

Примечание. В числителе — среднее арифметическое значение, в знаменателе — предельные значения содержаний элементов и их отношений в выборках.

сравнению с кларками этих элементов для земной коры в изученных породах отмечаются как значительно более низкие, так и намного превосходящие кларки содержания и бария, и стронция.

Среди изученных пород наиболее высокими содержаниями бария выделяются биотито-гиперстеновые плагиосланцы: среднее арифметическое содержание в них равно 1209 г/т. Все амфиболсодержащие (B_2 , B и Γ) и флогопито-диопсидовые (D_1) плагиосланцы характеризуются более низкими концентрациями $Ba = 460 - 870$ г/т, примерно соответствующими кларкам для земной коры — 425—650 г/т. В следующей группе пород, объединяющей существенно диопсидовые сланцы и плагиогнейсы (D_2 , D_4 , E_1 , E_2) и форстеритовые кальцифиры (D_3), содержания бария даже в отдельных пробах (13—220 г/т) никогда не достигают кларковых. Таким образом, по содержанию бария, подобно тому, как отмечено и для других редких элементов, породы федоровской свиты достаточно четко разделяются на три группы. В этом, по-видимому, находит отражение геохимическая специфика первичного материала, послужившего основой для формирования толщи кристаллических сланцев. В какой-то мере наблюдаемые особенности распределения бария могут быть обусловлены также особенностями минерального состава пород. Известно, что в силу своего кристаллохимического сходства с калием барий в эндогенных процессах интенсивно рассеивается в калиевых породообразующих минералах. В изученных породах единственным калиевым породообразующим минералом является биотит. Сланцы, в которых он присутствует (B_1 , Γ_1 и D_1), действительно содержат наиболее высокие концентрации бария: 3200, 1600 и 1350 г/т. Анализ биотита из биотито-гиперстенового плагиосланца показал в нем 7500 г/т бария (табл. 36). В роговой обманке из плагиосланцев бария не более, чем в самих амфиболсодержащих плагиосланцах.

Стронций в породах федоровской свиты распределен равномернее, чем барий. В большинстве разновидностей — B_1 , B_2 , D_1 , D_4 , E_1 и E_2 — средние содержания стронция близки к его кларку в земной коре (см. табл. 35). Значительно превышают кларк концентрации стронция в амфиболсодержащих плагиосланцах B , Γ_1 и Γ_2 , содержания стронция ниже кларка отмечаются в диопсидовых сланцах (D_2) и кальцифирах (D_3).

В роговых обманках и биотитах из кристаллических сланцев стронция соответственно 140—150 и 27 г/т (см. табл. 36). Учитывая, что содержания стронция в валовых пробах плагиосланцев всегда значительно выше этих значений, можно полагать, что повышение концентрации и основная масса стронция пород приурочены к плагиоклазам. В плагиоклазах магматических пород стронция обычно 0,0—0,4% (Бурков, 1964). По-видимому, в этих же пределах изменяются содержания стронция и в плагиоклазах изученных сланцев. Кристаллохимически стронций обнаруживает очень большое сходство с кальцием (Войтекевич и др., 1970), и поэтому в эндогенных процессах он интенсивно рассеивается в кальцийсодержащих породообразующих и акцессорных минералах: плагиоклазах, роговых обманках, пироксенах, апатитах, сфенах. Отношение Ba/Sr в кристалли-

Таблица 36

Содержания бария и стронция в роговой обманке и биотите из кристаллических сланцев федоровской свиты

| Пробы | Порода | Минерал | Ba | Sr | Ba/Sr |
|-------|--|-----------------|------|-----|-------|
| 2—150 | Диопсидо-роговообманковый плагиосланец | Роговая обманка | 550 | 150 | 3,66 |
| 145 | Диопсидо-роговообманковый плагиосланец | То же | 260 | 140 | 1,85 |
| 1—1 | Биотито-гиперстеновый плагиосланец | Биотит | 7500 | 27 | 278 |

ческих сланцах федоровской свиты изменяется в среднем от 0,05 до 2,44.

При сопоставлении полученных средних содержаний бария и стронция и их отношений с аналогичными характеристиками разнообразных изверженных и осадочных пород обнаруживается замечательное сходство амфиболсодержащих плагиосланцев с эффузивами основного и среднего состава — андезитами и базальтами.

* * *

Подводя итог изучению кристаллических сланцев федоровской свиты, следует еще раз подчеркнуть, что эти породы — наиболее раннее семейство горных пород из числа участвующих в строении флогопитовых месторождений в Центрально-Алданском горнопромышленном районе. Они не содержат никаких реликтов и сами являются субстратом последующих геологических образований. Широкое распространение гиперстенсодержащих парагенезисов и таких минеральных ассоциаций, как доломит — форстерит и гиперстен — плагиоклаз, свидетельствует об их формировании в условиях гранулитовой фации. Определенные по диаграммам фазовых соответствий, предложенным Л. Л. Перчуком (1970), температуры образования разнообразных плагиосланцев федоровской свиты колеблются от 600 до 770°C (табл. 37). В данном случае наиболее вероятны, очевидно, температуры, определенные по гиперстено-рого-обманковому или двутироксено-рого-обманковому «геотермометру» (в среднем около 750°C). Эти сочетания минералов являются для федоровской свиты типоморфными, а составы минералов, положенные Л. Л. Перчуком в основу расчетов соответствующих номограмм, достаточно близки к составу минералов исследованных образцов кристаллических сланцев.

По химическому составу все кристаллические сланцы федоровской свиты относятся к группе основных и средних пород. Характеристика Q , рассчитанная по методу А. Н. Заварицкого, в подавляющем большинстве разновидностей имеет отрицательные значения. Лишь в кварцево-дионсидовых плагиосланцах и диопсидовых плагиогнейсах она достигает положительных значений (см. табл. 1, 24).

Таблица 37

Температура образования кристаллических сланцев федоровской свиты по диаграммам фазового соответствия Л. Л. Перчука (1870)

| Проба | РО-Гп | РО-Ди | Би-Ди | Би-Гл | Би-Гр | Гр-Гп | Пз-РО |
|--------|-------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|
| 232 | — | — | — | 720 | — | — | — |
| I-I-a | — | — | — | 710 | — | — | — |
| II-I-a | 750 | — | — | — | — | — | 595 |
| 4—2* | 745 | — | — | — | — | — | — |
| 150 | 695 | 710 | — | — | — | — | 740 |
| 97 | 770 | 715 | — | — | — | — | 695 |
| 29e* | — | — | 690 | — | — | — | — |
| IV-I-a | — | Не опр. | — | — | — | — | 660 |
| 114 | — | » | — | — | — | — | 660 |
| IV-1-б | — | — | — | — | — | — | 650 |
| 9/67 | — | — | — | — | — | — | 585 |
| 2—150 | — | Не опр. | — | — | — | — | 685 |
| 145 | — | 710 | — | — | — | — | 665 |
| 34—6* | — | 705 | — | — | — | — | 610 |
| 15/1* | — | 780 | — | — | — | — | 720 |
| 6/1* | — | 700 | — | — | — | — | 740 |
| 80 | — | — | — | 705 | 690 | Не опр. | — |
| 228/8* | — | — | — | 700 | 690 | 750 | — |

П р и м е ч а н и е. Прочерк означает отсутствие соответствующего парагенезиса, знак * — химические анализы минералов по В. И. Кичулу (1966_{1, 2, 3, 4}).

Каждая из выделенных петрографических групп кристаллических сланцев федоровской свиты представляет собой достаточно устойчивую систему, характеризующуюся закономерным набором разновидностей сланцев, относительным постоянством состава минералов, стабильностью петрохимических и геохимических признаков и преобладанием нормального закона распределения элементов в породах.

В распределении элементов между литологическими группами пород наблюдается закономерность, выражаяющаяся в сравнительно плавном изменении содержаний компонентов в направлении от группы Б (биотито-гиперстеново-роговообманковых плагиосланцев) к группе Е (безамфиболовых кварцодержащих плагиосланцев и плагиогнейсов). При этом экстремальные значения содержаний главных компонентов и большинства редких элементов, в частности Co, Cr, V, Li и Rb, приходятся на породы группы Д (основных безамфиболовых и бескварцевых сланцев и форстеритовых кальцифириров). Особого внимания в этой группе пород заслуживают бесплагиоклазовые диопсидовые сланцы: именно с ними эмпирически устанавливается связь промышленной слюдоносности. По содержанию петрогенных компонентов диопсидовые сланцы занимают в группе Д вполне определенное и естественное место — между плагиосланцами и форстеритовыми кальцифирами; эта же позиция характерна для них по содержанию большинства типоморфных, редких элементов (табл. 38). Неизбежность появления этой разновидности в группе основных безамфиболовых и бескварцевых кристаллических сланцев вытекает также из парагенетического анализа минеральных ассоциаций.

Поскольку разновидности группы Д пространственно постоянно ассоциируют с форстеритовыми кальцифирами, можно предполагать, что все они имеют осадочное происхождение. Более определенные выводы позволяет сделать изучение распределения в этих породах редких элементов. Как показано выше, закономерности распределения в них редких элементов группы железа и их соотношения между собой и главными компонентами — железом и магнием — оказываются очень сходными с таковыми в осадочных породах (Петрова, Глазунова, Ройзенман, 1970). К выводу об осадочном происхождении подобных пород во флогопитоносных провинциях, приуроченных к глубокометаморфизованным докембрийским комплексам, приходят также другие исследователи. Высказанная в 1941 г. Лакруа гипотеза о первичноосадочном происхождении «диопсидовых широксенитов» докембрийского гранулитового комплекса Южного Мадагаскара, с которыми связаны флогопитовые месторождения, нашла в дальнейшем подтверждение в работах Г. Нойцета и де ля Ропа (Роп, 1972). Последним для восстановления дометаморфической истории толщ предложен ряд специфических «химико-минералогических» диаграмм. Фигуративные точки пород федоровской свиты на этих диаграммах образуют две обособленные группы: точки амфиболодержащих плагиосланцев группируются вдоль эволюционной дуги магматиче-

Таблица 38

Положение диопсидовых сланцев (D_2) по содержанию редких элементов среди литологических разновидностей группы Д

| Элемент | Co | Ni | Cr | V | Rb | Li | Ba | Sr |
|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Увеличение содержаний | D_4 | D_1 | D_1 | D_4 | D_1 | D_1 | D_1 | D_4 |
| | D_1 | D_2 | D_4 | D_1 | D_2 | D_4 | D_4 | D_1 |
| | D_2 | D_4 | D_3 | D_2 | D_3 | D_2 | D_3 | D_3 |
| | D_3 | D_3 | D_3 | D_3 | D_4 | D_3 | D_2 | D_2 |

ских пород, а точки диопсидовых сланцев и кальцифириров образуют поле, вытянутое почти под прямым углом к этой дуге. Более того, поле диопсидовых сланцев на диаграмме простирается от области, характерной для хемогенных осадков, к области кластогенных пород, упираясь в полосу пород магматического происхождения.

Современный уровень изученности геологии и вещественного состава глубокометаморфизованных пород Федоровской свиты позволяет, таким образом, реконструировать ее как первичноосадочно-эфузивную толщу, в строении которой преобладали (по объему) магматогенные породы типа андезито-базальтов, превращенные впоследствии в типерстеновые с биотитом и роговой обманкой, двутироксено-рогообманковые и рогообманковые с биотитом и диопсидом плагиосланцы. Все осадочные породы при региональном метаморфизме превратились в разнообразные существенно диопсидовые сланцы и кальцифиры.

СТРАТИГРАФИЯ ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ

Федоровская свита как флогопитоносная толща входит во все стратиграфические схемы Алданского метаморфического комплекса: в унифицированную стратиграфическую схему архея Восточной Сибири (Труды Межведомственного совещания..., 1958), стратиграфические схемы геологических карт мелкого масштаба (Фрумкин, 1967), крупного масштаба (Веревкин и др., 1966) и детальных геологических карт (Черкасов, 1967). Тем не менее содержание и объем этого понятия трактуются в них по-разному. Главная причина такого положения кроется в несоблюдении с самого начала требований об обязательном описании стратотипов — эталонных разрезов — всех вновь выделяемых стратиграфических подразделений (Задачи и правила..., 1963). Выделенная С. П. Коноплевым еще в 1947 г., федоровская свита не имела такого эталона до самого последнего времени.

Главные литолого-стратиграфические особенности федоровской свиты изучены при детальном геологическом картировании ее стратотипической местности, которой является площадь Федоровской группы месторождений флогопита. Федоровская свита здесь слагает ядро одноименной синклиналии. Три послойных опорных разреза задокументированы в восточной (1), центральной (2) и западной (3) частях площади (рис. 16).

Нижнюю границу федоровской свиты в стратотипической местности обозначает контакт с толщей, в которой существенную роль играют беззамболовые биотито-гиперстеновые и биотито-гранатовые плагиогнейсы, в федоровской свите отсутствующие. Эта граница была обоснована С. П. Коноплевым, который называл подстилающую толщу нимнырской свитой. Сейчас эта толща относится к верхнеалданской свите. Верхняя граница федоровской свиты неизвестна, так как более молодые части Алданского метаморфического комплекса здесь не вскрываются.

ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

В сложении федоровской свиты, как показано в предыдущей главе, принимают участие 5 петрографических групп кристаллических сланцев:

группа Б — биотито-гиперстеновые и гиперстено-роговообманковые плагиосланцы, которые составляют в совокупности около 17% общей мощности стратотипического разреза;

группа В — двутироксенено-роговообманковые плагиосланцы, слагающие 27% мощности разреза;

группа Г — биотито-роговообманковые, диопсидо-роговообманковые и, в очень небольшом объеме, биотито-диопсидовые плагиосланцы (37%);

группа Д — диопсидовые плагиосланцы, сланцы и форстеритовые кальцифиры (12%);

группа Е — кварцево-диопсидовые плагиосланцы, кварц-диопсидово-скаполитовые сланцы и диопсидовые плагиогнейсы (7%).



Рис. 16. Геологическая карта Федоровской группы месторождений.

1 — двупироксено-роговообманковые пластины; 2 — диопсидо-роговообманковые пластины; 3 — роговообманковые пластины, чередующиеся с диопсидо- и двупироксено-роговообманковыми пластинаами; 4 — тонкое чередование гиперстено-биотитовых пластина; 5 — гиперстено-биотитовые пластины с прослоями амфиболосодержащих пластина; 6 — гиперстено-биотитовые пластины с прослоями амфиболосодержащих пластина; 7 — диопсидовые сланцы и пластины; 8 — кварц-диопсидово-плагиоклазовые (скаполитовые) сланцы и диопсидовые пластины; 9 — теневые мигматиты; 10 — граниты; 11 — флогопитоносные метасоматиты; 12 — дайки диабазов; 13 — стратиграфические границы; 14 — разрывные нарушения; 15 — элементы залегания слоистости; 16 — индексы стратиграфических подразделений.

Породы, принадлежащие к разным петрографическим группам, регулярно переслаиваются в разрезе, порою весьма тонко, неоднократно повторяясь на разных стратиграфических уровнях. Визуально невозможно заметить какой-либо устойчивый порядок в переслаивании, поскольку все породы встречаются во всех возможных сочетаниях. В такой ситуации для выявления и анализа закономерностей чередования пород обычно используются приемы математической статистики (Вистелиус, 1949, 1964; Вистелиус, Фаас, 1965; Ривлина, 1968 и др.). Математической моделью толщи кристаллических сланцев служит при этом марковский случайный процесс с непрерывным временем (Вистелиус, 1963; Ортенберг, Ройзенман, 1972; Ройзенман, 1973).

Полную характеристику марковского процесса несут, как известно, вероятности состояний, распределение мощностей слоев и матрица переходных вероятностей. Состояниями случайного процесса в принятой модели будут, очевидно, Б, В, Г, Д и Е; вероятностям состояний отвечают относительные мощности групп пород в разрезе. Распределение мощностей слоев каждой группы пород и по всему разрезу в целом, как оказалось, приближается к экспоненте, что свидетельствует о существенной однородности процесса (рис. 17). Переходные вероятности определяются через частоту (вероятность) контактов пород, принадлежащих разным группам (табл. 39).

В таблицу сведены частоты перехода системы из одного состояния в другое, соответствующие частоте встречаемости контактов между соответствующими группами пород (цифры в числите), и вероятности перехода, вычисленные как отношение числа контактов каждой данной группы пород с какой-то другой группой к общему числу контактов данной группы пород со всеми другими группами. Верхняя правая половина матрицы характеризует прямые переходы (вверх по разрезу), нижняя левая — обратные.

Анализ таблицы позволяет установить основные закономерности строения разреза свиты. Максимальные значения частот и вероятностей перехода заключены в клетках, прилегающих к главной диагонали матрицы. В разрезе свиты, насчитывающем 761 контакт между породами, 77 % приходится на контакты БВ и ВБ, ВГ и ГВ, ГД и ДГ, ДЕ и ЕД. При этом прямые переходы БВ, ВГ и т. д. встречаются всегда чаще, чем обратные (42 % общего числа контактов против 55 %). На удалении от главной диагонали, во всех остальных сочетаниях, за исключением БГ, обратные переходы совершаются чаще, чем прямые. Все эти данные указывают на тенденцию переслаивания в виде последовательности состояний БВГДЕБ. Первые четыре перехода отражают преобладающий прямой порядок смены состояний в разрезе; повторение в конце ряда состояния Б вытекает из преимущественно обратного порядка переходов,

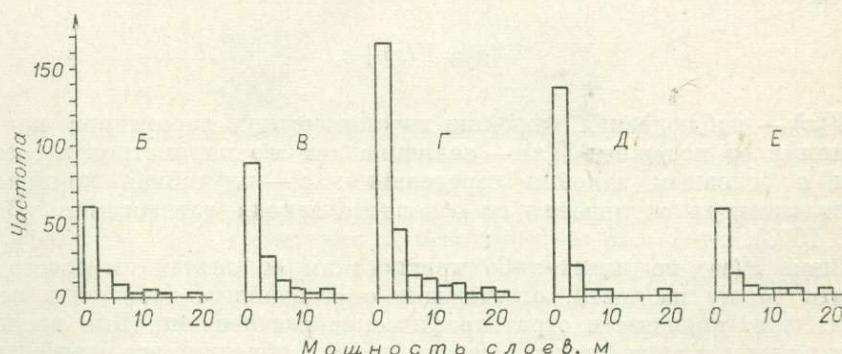


Рис. 17. Гистограммы распределения мощностей слоев по группам кристаллических сланцев (Б, В, Г, Д, Е).

Таблица 39

Матрица переходных вероятностей для стратотипического разреза федоровской свиты

| Индекс группы | Породы, залегающие в контактах стратиграфически выше по разрезу | | | | | Сумма |
|-----------------------|---|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
| | Б | В | Г | Д | Е | |
| Б | X | 45 0,44 | 25 0,25 | 21 0,21 | 11 0,10 | 102 1,00 |
| В | 35 0,18 | X | 129 0,68 | 18 0,40 | 9 0,04 | 191 1,00 |
| Г | 14 0,06 | 107 0,44 | X | 116 0,48 | 4 0,02 | 241 1,00 |
| Д | 26 0,15 | 21 0,42 | 99 0,56 | X | 30 0,17 | 176 1,00 |
| Е | 12 0,24 | 10 0,20 | 7 0,13 | 22 0,43 | X | 51 1,00 |
| Вероятности состояний | 0,17 | 0,27 | 0,37 | 0,12 | 0,07 | 1,00 |

Таким образом, на основе анализа вероятностей перехода удалось вскрыть неявную и сложную периодичность как ведущую тенденцию смены горных пород в слоистой толще — основной закон чередования. По геологическому смыслу основной закон чередования отвечает обобщенной литологической гамме и представляет надежный фундамент, обеспечивающий объективность стратиграфического расчленения. Петрографические группы кристаллических сланцев, отвечающие «состояниям» случайного процесса, приобретают в этом аспекте значение литологических групп.

В слоистой толще литологические параметры разреза: состав, мощность и содержание литогрупп, формы переслаивания — являются функцией расстояния от подошвы разреза, т. е. функцией условий формирования, меняющихся во времени. Из-за вероятностного характера ритмичности в федоровской свите эта функция является случайной (стochasticкой):

$$V(x) = Y(x) + \varepsilon,$$

где $V(x)$ — наблюдаемая величина литологических параметров на расстоянии x от подошвы; $Y(x)$ — величина тех же параметров в соответствии с основным законом чередования; ε — случайная компонента, представляющая отклонения от основного закона чередования (Вистелиус, 1963).

Зная $Y(x)$, по каким-либо критическим ее значениям можно расчленить толщу на части, отвечающие определенным временным интервалам, т. е. произвести стратиграфическое расчленение. Для представления разреза в виде функции прежде всего необходимо его «арифметизировать» таким образом, чтобы подчеркнуть основной закон чередования и ослабить влияние случайной компоненты. С этой целью каждой лито-

совершающихся на удалении от главной диагонали.

Формально ведущую последовательность можно построить следующим образом. В первой строке матрицы (см. табл. 39) выбирается максимальное значение переходной вероятности (в данном случае БВ). Затем вычеркиваются строка и столбец, на пересечении которых расположено соответствующее сочетание. В следующих строках операция повторяется. В результате оказываются выбранными все переходы между состояниями, вероятности которых имеют в своих строчках наибольшие значения: БВ, ВГ, ГД, ДЕ и ЕБ. Из них нетрудно составить наиболее вероятную последовательность: БВГДЕБ.

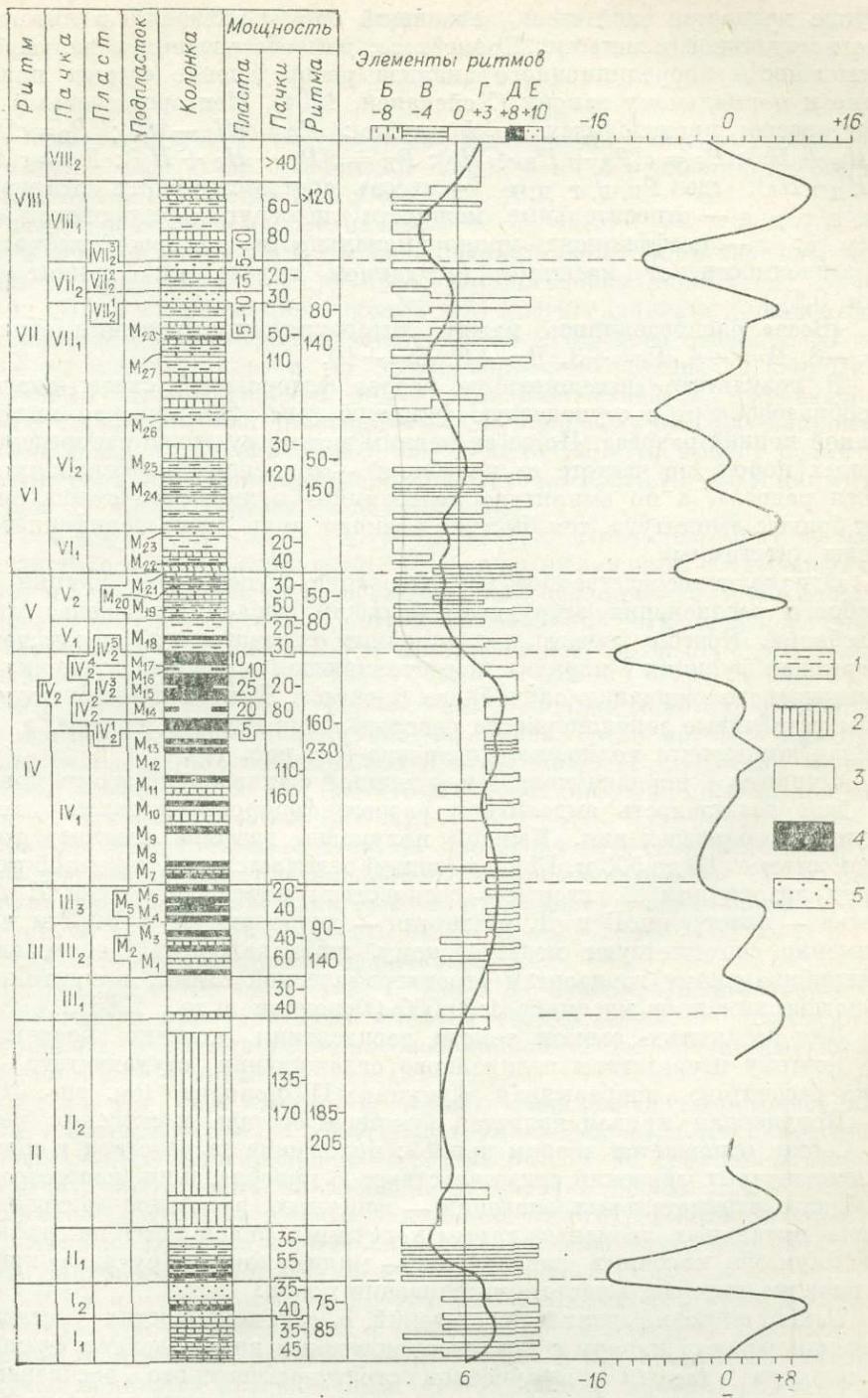


Рис. 18. Стратиграфический разрез федоровской свиты в стратотипической местности и обоснование его расчленения.

1—5 — литогруппы Б, В, Г, Д, Е; 6 — ступенчатая и сглаженная функция распределения пород I порядка; 7 — функция распределения пород II порядка.

группе придается свой «вес», зависящий от ее положения в литогамме и относительной мощности. Кроме того, для обеспечения в дальнейшем возможности корреляционного анализа распределение «весов» приближено к нормальному закону (Хейканен, 1964). Непосредственный подсчет «весов» производился по формулам: $P_B = c(H_B - 100)$; $P_B = c(P_B + H_B + H_B)$; $P_G = c(P_B + H_B + H_G)$; $P_D = c(P_G + H_G + H_D)$; $P_E = c(P_D + H_D + H_E)$, где P_B , B , G , D , E — «веса» соответствующих литогрупп; H_B , B , G , D , E — относительные мощности литогрупп федоровской свиты, %; c — коэффициент пропорциональности, который выбирается в зависимости от масштаба (в данном случае он принят равным 0,1).

«Веса» распределились между литогруппами следующим образом: $B = -8$, $B = -4$, $G = +3$, $D = +8$, $E = +10$.

В результате «взвешивания» разрез федоровской свиты оказался преобразованным в ступенчатую функцию (рис. 18), которая является полной копией разреза. По ее значениям можно судить о распределении горных пород, по частоте ее колебаний — о степени дифференцированности разреза, а по амплитуде колебаний — о динамике смены пород: чем больше амплитуда, тем быстрее сменяют друг друга периферические члены литогаммы.

Однако непосредственное использование ступенчатой функции для дробного расчленения затруднено большим числом «высокочастотных» колебаний. Поэтому вместо нее линейным сглаживанием получена непрерывная функция I порядка, представляющая по существу оценку математического ожидания случайного процесса. В этой кривой подчеркнуты устойчивые закономерности распределения пород в разрезе, а случайная компонента полностью подавлена (см. рис. 16).

Функция I порядка является функцией состава и по этому признаку дает возможность выделить в разрезе федоровской свиты четыре крупных подразделения. Каждой полуволне графика отвечает толща мощностью от 80 до 500 м. Первая (снизу) отличается существенной ролью пород литогруппы Е, вторая — господством пород литогрупп В и Г, третья — литогрупп Г и Д, четвертая — литогруппы Б и В. Эти части примерно соответствуют медведевскому, любкаакайскому, леглиерскому и керибиканскому горизонтам стратиграфической схемы, принятой для геологических карт масштаба 1:50 000 (Веревкин и др., 1966).

Для детальных съемок такого расчленения, конечно, недостаточно, поэтому посредством линейного сглаживания ступенчатого графика рассчитана непрерывная функция II порядка (см. рис. 16).

Полученная кривая является функцией состава и строения разреза. Состав отражается знаком кривой: положение ее участков в области положительных значений свидетельствует о преобладании начальных, а в области отрицательных значений — конечных элементов литогаммы. Смена начальных элементов гаммы конечными фиксируется на графиках максимумами, конечных начальными — минимумами. Крутизна кривой II порядка говорит о частоте чередования пород.

Такой широкий диапазон сведений о закономерностях состава и строения разреза наряду с квазипериодическим видом делает функцию II порядка главным инструментом стратиграфического расчленения, своеобразной статистической ритмограммой. При таком подходе в качестве основного стратиграфического подразделения федоровской свиты принимается ритм, часть разреза, соответствующая одной полной волне ритмограммы. Границы между ритмами следует проводить по минимумам ритмограммы, которые фиксируют переход от конечных членов литограммы к начальным. Элементами ритмов являются литогруппы.

СТРАТИГРАФИЯ ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ

В стратотипической местности в федоровской свите выделено восемь ритмов, отвечающих периодам направленной эволюции литогенетической системы слоистой толщи (см. рис. 16).

Ритм I расчленен на две пачки.

Нижняя пачка I_1 сложена сравнительно тонким чередованием гиперстено-биотитовых (B_1), двупироксено-рогообманковых (B), диопсидовых (D_4) и кварцево-диопсидовых (E_1) плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов (E_2). Мощность пачки 35—45 м (среднее значение 40 м).

Верхняя пачка I_2 почти полностью состоит из кварцево-диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов, содержащих редкие и тонкие прослои диопсидовых и двупироксено-рогообманковых плагиосланцев. Мощность пачки 35—40 м (38 м). По кровле пачки I_2 проведена верхняя граница ритма I, мощность которого 70—85 м (80 м).

Ритм II также состоит из двух пачек.

Нижняя пачка II_1 представлена гиперстено-биотитовыми и гиперстено-рогообманковыми (B_2) плагиосланцами, содержащими тонкие прослои кварцево-диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов, а местами биотито-рогообманковых плагиосланцев (G_1), диопсидовых сланцев (D_2) и плагиосланцев (D_1 и D_4). Мощность пачки 35—55 м (45 м).

Верхняя пачка II_2 сложена довольно монотонной толщей двупироксено-рогообманковых плагиосланцев, среди которых имеются прослои диопсио-рогообманковых плагиосланцев (G_2), местами весьма частые, и редкие прослои биотито-рогообманковых плагиосланцев. Мощность пачки 135—170 м (150 м).

Граница между ритмами II и III проведена между прослоем диопсио-рогообманковых плагиосланцев, завершающим ритм II, и слоем двупироксено-рогообманковых плагиосланцев, залегающим в подошве ритма III. Общая мощность ритма II 185—205 м (105 м).

Ритм III представлен тремя пачками.

Нижняя пачка III_1 сложена диопсио-рогообманковыми плагиосланцами, среди которых имеются редкие прослои биотито-рогообманковых и двупироксено-рогообманковых плагиосланцев. Мощность пачки 30—40 м (33 м).

Средняя пачка III_2 представлена диопсио-рогообманковыми плагиосланцами, с которыми тонко чередуются двупироксено-рогообманковые плагиосланцы. В пачке бывает до трех пропластков (M_1 , M_2 , M_3) диопсидовых плагиосланцев, изредка переходящих в диопсидовые сланцы. В верхней части обычно много биотито-рогообманковых плагиосланцев. Наличие тонкой слоистости отличает среднюю пачку от нижней. Мощность пачки III_2 40—60 м (47 м).

Верхняя пачка III_3 резко отличается от всей нижележащей толщи господством диопсидовых сланцев и плагиосланцев. Граница со средней пачкой четкая, резкая, так как снизу к ним примыкают биотито-рогообманковые плагиосланцы, залегающие в кровле пачки III_2 . В пачке III_3 имеется два-три пропластка диопсио-рогообманковых плагиосланцев (M_4 , M_5 , M_6). Мощность пачки 20—40 м (30 м).

К пачке III_3 приурочены крупное месторождение Озерное (зона II—III), средняя по запасам флогопитоносная зона XXI—XXII—XXIII и непромышленная зона XIII месторождения Федоровского. Пачку III_3 называют нижней продуктивной. Общая мощность ритма III —90—140 м (110 м). Во всех ритмах, залегающих выше по разрезу, выделяется по две пачки.

Ритм IV. Граница с третьим ритмом проводится по кровле монолитной пачки III₃.

Нижняя пачка IV₁ сравнительно монотонна и представлена диопсидо-рогообманковыми плагиосланцами, содержащими прослой двушироксено-рогообманковых плагиосланцев и многочленные пропластки (M₇, M₈, M₉, M₁₀, M₁₁, M₁₂, M₁₃) диопсидовых сланцев и плагиосланцев. На некоторых участках диопсидо-рогообманковые плагиосланцы переслаиваются с биотито-рогообманковыми и двушироксено-рогообманковыми, реже — еще и с гиперстено-рогообманковыми плагиосланцами. В последнем случае в пропластках вместо диопсидовых могут встречаться кварцево-диопсидовые плагиосланцы. К пропластку M₁₁ приурочены непромышленные зоны VII—IX—X, XI, XII и XIV Федоровского месторождения. Мощность пачки 110—160 м (135 м).

Верхняя пачка IV₂ четко отличается от нижней преобладанием диопсидовых сланцев и плагиосланцев, а также присутствием на некоторых участках форстеритовых кальцифиров (Д₃), не встречающихся больше ни в одной пачке. Ее удалось расчленить на пять пластов: три пласта, сложенных почти полностью породами литогруппы Д (IV₂¹, IV₂³, IV₂⁵), и два разделяющих их пласта диопсидо-рогообманковых плагиосланцев, иногда содержащих очень редкие прослой двушироксено-рогообманковых (IV₂²) и биотито-рогообманковых (IV₂⁴) плагиосланцев. В пластах IV₂³ и IV₂⁵ имеются пропластки диопсидо-рогообманковых (M₁₅ и M₁₇), а в пластах IV₂² и IV₂⁴ — пропластки диопсидовых сланцев (Д₂) и плагиосланцев (M₁₄ и M₁₆). Мощность пластов редко превышает 10 м, лишь пласт IV₂⁵ достигает 20—25 м. Мощность всей пачки, как правило, 60—70 м, но иногда уменьшается до 40 м и даже до 20 м; среднее ее значение 51 м.

Пачка IV₂ является верхней продуктивной, к ней приурочено большинство промышленных флогопитоносных зон Федоровской группы месторождений, одна из крупнейших в Алданском районе зона I—VI месторождения Южного и более полутура десятков средних и мелких зон месторождений Южного и Федоровского.

Общая мощность ритма IV 160—230 м (186 м).

Ритм V. Предыдущие ритмы различались в основном типом чередования, пятый же отличается от всей нижележащей толщи еще и литологическим набором. С резким контактом он налегает на диопсидовые сланцы пачки IV₂.

Нижняя пачка V₁ представлена гиперстено-биотитовыми плагиосланцами, переходящими в гиперстено-рогообманковые плагиосланцы и содержащими прослой двушироксено-рогообманковых, биотито-рогообманковых, диопсидо-рогообманковых и биотито-диопсидовых, сменяющихся часто кварц-диопсидовыми плагиосланцами и диопсидовыми плагиогнейсами. Мощность пачки 20—30 м (27 м).

Верхняя пачка V₂ характеризуется тонким, заметным даже под микроскопом, чередованием гиперстено-биотитовых, гиперстено-рогообманковых и двушироксено-рогообманковых плагиосланцев и включает до трех пропластков кварцево-диопсидовых и диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов (M₁₉, M₂₀, M₂₁). Граница с нижней пачкой проводится по подошве прослоя биотито-рогообманковых плагиосланцев, открывающих тонкое чередование пород. Пропласток M₂₁ подчеркивает кровлю пачки V₁ и всего пятого ритма. Мощность пачки 30—50 м (37 м).

Общая мощность пятого ритма 50—80 м (64 м).

Ритм VI. Как и предыдущий, начинается с гиперстено-рогообманковых плагиосланцев.

Нижняя пачка VI₁ представлена гиперстено-биотитовыми плагиосланцами, содержащими пропластки гиперстено-рогообманко-

вых, двушироксено-рогообманковых, биотито-рогообманковых и диопсидо-рогообманковых плагиосланцев. Кроме того в ней имеется два пропластка кварцево-диопсидовых плагиосланцев, переходящих в диопсидовые плагиогнейсы и плагиосланцы (M_{22} и M_{23}). Пропласток M_{23} маркирует кровлю пачки V_1 . Мощность пачки 20—40 м (26 м).

Верхняя пачка V_2 отличается очень тонким, нередко микроскопическим чередованием гиперстено-биотитовых, гиперстено-рогообманковых, двушироксено-рогообманковых и биотито-рогообманковых плагиосланцев. В пачке содержится до трех пропластков кварцево-диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов, переходящих изредка в диопсидовые плагиосланцы (M_{24} , M_{25} , M_{26}). Пропласток M_{23} венчает верхнюю пачку и весь шестой ритм, подчеркивая границу с гиперстено-рогообманковыми плагиосланцами вышележащего ритма. Мощность пачки иногда уменьшается до 20—30 м, иногда увеличивается до 120, но в среднем удерживается около 50 м. Это вызывает колебания и общей мощности шестого ритма: от 40—50 до 150 м (73 м).

Ритм VII характеризуется более грубым чередованием пород того же литологического набора, что и ритмы V и VI.

Нижняя пачка VII_1 состоит из чередования гиперстено-биотитовых, гиперстено-рогообманковых, двушироксено-рогообманковых и биотито-рогообманковых плагиосланцев, содержащих два пропластка, сложенных диопсидовыми и кварцево-диопсидовыми плагиосланцами (M_{27} и M_{28}). Мощность пачки 50—110 м (71 м).

Верхняя пачка VII_2 резко отличается от нижней наличием двух относительно мощных (5—10 м) пластов кварцево-диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов, иногда переходящих в диопсидовые плагиосланцы ($VIII_1^1$ и VII_2^3), разделенных пластом (10—20 м) двушироксено-рогообманковых плагиосланцев, которые содержат прослои биотито-рогообманковых, гиперстено-рогообманковых и гиперстено-биотитовых плагиосланцев VII_2^2 . Мощность пачки 20—30 м (27 м).

Общая мощность седьмого ритма 80—140 м (97 м).

Ритм VIII венчает разрез федоровской свиты на стратотипической территории. Он, как и все предыдущие ритмы с полным литологическим набором, начинается с гиперстено-биотитовых плагиосланцев, налагающих непосредственно на кварцево-диопсидовые плагиосланцы или диопсидовые плагиогнейсы предыдущего ритма.

Нижняя пачка $VIII_1$ сложена чередованием, в нижней части тонким, в верхней — грубым, гиперстено-биотитовых, гиперстено-рогообманковых и двушироксено-рогообманковых плагиосланцев с редкими прослойями биотито-рогообманковых и диопсидо-рогообманковых плагиосланцев. Мощность пачки 60—80 м (70 м).

Верхняя пачка $VIII_2$ представлена монотонной толщей диопсидо-рогообманковых и биотито-рогообманковых плагиосланцев. Ее неполная вскрытая мощность 40 м. Общая мощность восьмого ритма не менее 120 м.

Весь разрез федоровской свиты в стратотипической местности имеет мощность 960—1200 м (1025 м).

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТОТИПА ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ

Описание стратиграфических подразделений может служить лишь качественной характеристикой разреза. Однако этого явно недостаточно из-за вероятностной сущности его строения. Очевидно, чтобы исключить возможность субъективного толкования произведенного расчленения, необходимо дать количественную оценку стратиграфических

Таблица 40

Числовые характеристики ритмов как участков случайного процесса

| Ритм | \bar{x} | s | l_r | Ритм | \bar{x} | s | l_r |
|------|-----------|-----|-------|------|-----------|-----|-------|
| VIII | -2,8 | 4,5 | 15 | IV | +4,1 | 3,3 | 10 |
| VII | -2,3 | 6,5 | 7 | III | +3,6 | 3,7 | 6 |
| VI | -0,7 | 5,1 | 5 | II | -1,6 | 5,0 | 4 |
| V | -2,6 | 5,9 | 3 | I | +2,8 | 7,8 | 5 |

Примечание. \bar{x} — среднеарифметические значения; s — стандартные отклонения; l_r — радиус корреляции (для коэффициента 0,4).

мы разделяются на три группы: с низкими отрицательными значениями (II, VI), с высокими отрицательными значениями (V, VII, VIII) и с положительными значениями (I, III, IV). В ритмах II, V, VI, VII, VIII в разной мере преобладают начальные элементы ритмов — Б и В. Дисперсии в них примерно одинаковы, т. е. все эти ритмы дифференцированы в одинаковой степени. В ритмах I, III, IV преобладают конечные элементы ритмов, к которым относятся и «продуктивные» породы литогруппы Д. Но ритм I отличается от ритмов III и IV в два с лишним раза большей дисперсией, что указывает на участие в переслаивании значительного количества пород литогрупп Б и Е, оставляющих слишком мало места для пород литогруппы Д. Появляется возможность объективной оценки потенциальной продуктивности ритмов (горизонтов). В данном случае таким признаком является положительный знак математического ожидания при сравнительно небольшом среднеквадратичном отклонении.

Все ритмы построены по единому закону чередования: в нижних частях преобладают начальные, в верхних — конечные элементы гаммы. Благодаря этому в ритмах выделяются относительно однородные части — пачки, которые характеризуются преобладанием какой-либо литогруппы или регулярным переслаиванием соседних по гамме элементов ритмов. Пачек в ритмах обычно две, за исключением ритма III, состоящего из трех пачек. Границы между пачками совпадают, как правило, с максимумами ритмограммы. Состав и строение пачек, как и ритмов, выражаются с помощью числовых характеристик случайного процесса (табл. 41).

По числовым характеристикам особенно четко видно сходство всех ритмов по строению: в нижних пачках преобладают начальные элементы гаммы, в верхних — конечные, одноименные пачки различаются

Таблица 41

Числовые характеристики пачек как участков случайного процесса

| Пачка Оценка \ | I ₁ | I ₂ | II ₁ | II ₂ | III ₁ | III ₂ | III ₃ | IV ₁ | IV ₂ |
|-------------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|-----------------|
| \bar{x} | -2,0 | +8,0 | -1,4 | -2,0 | +1,3 | +2,2 | +7,0 | +2,9 | +6,2 |
| s | 7,3 | 5,5 | 7,3 | 2,8 | 2,8 | 4,2 | 2,4 | 3,6 | 2,4 |
| Пачка Оценка \ | V ₁ | V ₂ | VI ₁ | VI ₂ | VII ₁ | VII ₂ | VIII ₁ | VIII ₂ | |
| \bar{x} | -5,3 | +0,1 | -3,3 | +0,6 | -3,6 | +2,6 | -5,7 | +3,0 | |
| s | 5,5 | 6,9 | 6,3 | 5,5 | 5,0 | 7,7 | 2,8 | 0,0 | |

явно меньше, чем разноименные. Пачки, имеющие математическое ожидание от +5,5 до +7,5 и дисперсию от 2 до 4, являются продуктивными. Продуктивность их тем выше, чем выше в них самих и соседних с ними пачках дисперсия, характеризующая дифференцированность разреза. Таким образом, расчленение ритмов на пачки не просто условное дробление разреза, которое вызвано требованиями масштаба, а оказывается объективным разграничением вполне однородных частей внутри ритмов.

В федоровской свите встречаются пачки трех типов (табл. 42): с полным литологическим набором из пяти элементов ритмов ($V-VII_2$), с минимальным набором из двух элементов ритмов (II_2 , III_1 , III_3 , IV_2) и с неполным набором из трех-четырех элементов ритмов (I_1-II_1 , III_2 , IV_1 , $VIII_1$).

Пачки IV_2 и VII_2 расчленяются на пласти: устойчивые и постоянные части разрезов, сложенные почти целиком породами одного элемента ритмов. Более дробно стратиграфические подразделения федоровской свиты не расчленяются, но в толще встречаются слои, контрастно отличающиеся по составу от вмещающих их частей разреза, например слои безамфиболовых плагиосланцев среди амфиболсодержащих плагиосланцев или наоборот. Некоторые из них, несмотря на малую мощность, постоянно прослеживаются на одних и тех же стратиграфических уровнях. Для их обозначения использован в качестве стратиграфического термина «пропластки» и присвоены собственные стратиграфические индексы (см. рис. 16).

Таблица 42

Статистические оценки распределения литологических параметров пачек

| Пачка | Число разрезов | Мощность, м | | Относительные мощности литогрупп, % | | | | | | | | | |
|----------|----------------|-------------|------|-------------------------------------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|
| | | | | Б | | В | | Г | | Д | | Е | |
| | | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s |
| $VIII_2$ | 3 | 18,0 | 3,5 | — | — | — | — | 100 | 0 | — | — | — | — |
| $VIII_1$ | 3 | 70,0 | 10,0 | 61,0 | 4,5 | 33,0 | 5,5 | 6,0 | 4,5 | — | — | — | — |
| VII_2 | 6 | 26,6 | 4,1 | 20,0 | 17,8 | 15,5 | 17,7 | 11,0 | 15,7 | 13,0 | 11,4 | 40,5 | 11,4 |
| VII_1 | 8 | 71,2 | 24,2 | 50,0 | 15,2 | 9,5 | 15,0 | 31,5 | 9,8 | 5,0 | 5,6 | 4,0 | 5,9 |
| VI_2 | 17 | 46,7 | 26,9 | 34,5 | 20,8 | 16,0 | 25,8 | 40,5 | 24,2 | 2,0 | 7,2 | 7,0 | 7,8 |
| VI_1 | 19 | 26,0 | 7,5 | 60,0 | 20,6 | 7,5 | 12,0 | 18,0 | 20,6 | 4,8 | 2,0 | 9,7 | 2,1 |
| V_2 | 21 | 37,0 | 7,0 | 26,0 | 25,6 | 10,0 | 12,6 | 55,0 | 25,2 | 1,0 | 6,8 | 8,0 | 7,3 |
| V_1 | 21 | 27,0 | 5,5 | 55,0 | 30,4 | 8,0 | 11,9 | 32,0 | 27,8 | 1,1 | 5,4 | 3,9 | 5,6 |
| IV_2 | 18 | 51,0 | 20,3 | — | — | — | — | 25,0 | 19,4 | 75,0 | 18,6 | — | — |
| IV_1 | 12 | 135,0 | 20,3 | — | — | 18,0 | 14,5 | 70,0 | 10,8 | 12,0 | 4,9 | — | — |
| III_3 | 12 | 30,0 | 5,5 | — | — | — | — | 22,0 | 10,0 | 78,0 | 10,0 | — | — |
| III_2 | 9 | 47,0 | 9,7 | — | — | 13,0 | 17,2 | 84,0 | 18,3 | 3,0 | 5,2 | — | — |
| III_1 | 3 | 33,0 | 4,7 | — | — | 25,0 | 10,1 | 75,0 | 10,1 | — | — | — | — |
| II_2 | 3 | 150,0 | 14,7 | — | — | 71,0 | 21,0 | 29,0 | 21,0 | — | — | — | — |
| II_1 | 3 | 45,0 | 10,0 | 62,0 | 12,0 | — | — | 4,0 | 7,0 | 12,0 | 14,0 | 22,0 | 18,0 |
| I_2 | 3 | 38,0 | 3,0 | — | — | 14,0 | 12,0 | — | — | 5,0 | 11,0 | 81,0 | 14,0 |
| I_1 | 3 | 40,0 | 4,21 | 41,0 | 15,0 | 33,0 | 24,0 | — | — | 11,0 | 12,0 | 15,0 | 11,8 |

УСТОЙЧИВОСТЬ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ПО ЛАТЕРАЛИ

Установленная при расчленении неоднородность литолого-геохимических свойств в стратиграфическом разрезе федоровской свиты сочетается с устойчивостью их по латерали. Под устойчивостью здесь понимается вполне определенная, закономерная взаимосвязь литолого-геохимических параметров стратиграфических подразделений. Преобладание ритмического характера переслаивания пород в разрезе позволяет рассчитывать на существование закономерной смены литологического состава толщи кристаллических сланцев и на ее латерали. И действительно, изменение состава стратиграфических подразделений по простирианию происходит не беспорядочно, а в совершенно определенной последовательности. Например, в тонком чередовании биотито-гиперстеновых и гиперстено-роговообманковых плагиосланцев, которое соответствует литогруппе Б, на каком-то участке могут появиться прослои двуцирконсено-роговообманковых плагиосланцев. Вначале тонкие и редкие, затем все более возрастающие в числе и мощности, эти прослои могут в конце концов занять господствующее положение, и пачку с полным правом можно будет отнести к литогруппе В. Иногда чередование пород настолько тонкое, что весь переход выглядит как появление и постепенное увеличение в составе пород количества зерен диопсида взамен листочеков биотита. Аналогичным образом сменяют друг друга двуцирконсено-роговообманковые и диопсидо-роговообманковые плагиосланцы ($B \rightarrow G$), диопсидо-роговообманковые и диопсидовые плагиосланцы ($G \rightarrow D$) и т. д. Так же как и в разрезе, на простирии преобладают переходы между элементами ритмов, соседними в литогамме. При этом переходы между амфиболсодержащими и безамфиболовыми кристаллическими сланцами встречаются значительно реже, чем внутри этих типов. Длина зон перехода достигает нередко нескольких сотен метров и всегда несопоставимо больше мощности прослеживаемых горизонтов.

Несмотря на колебания литологического состава, стратиграфические подразделения полностью сохраняют главные особенности внутреннего строения. Это положение иллюстрируется сопоставлением статистических ритмограмм I и II порядка, построенных по трем опорным разрезам Федоровской группы месторождений, отстоящих друг от друга на 1—2 км (рис. 19). Все графики одного порядка симбатны, что свидетельствует о выдержанности состава и строения разреза в целом и в отдельных ритмах. Это же подтверждается и сходством числовых характеристик ритмов (табл. 43).

По поведению параметров распределения случайного процесса в

ритмах (\bar{x} и s) самыми выдержанными оказываются ритмы II, VI, III, менее устойчивы ритмы I, III, IV и VIII, хуже других выдерживается строение ритма V.

Главные особенности состава и строения толщи кристаллических сланцев сохраняются и в пачках, что видно из сравнения их числовых характеристик на опорных разрезах (табл. 44). Как и ритмы, пачки разного состава, разных стратиграфических уровней обладают неодинаковой выдержанностью. Наиболее устойчивы пачки I_1 , IV_2 , VII_1 , VI_2 , больше колеблется строение пачек II_1 , III_1 , VII_2 и $VIII_1$. Самой невыдержанной оказалась пачка V_1 .

По числовым характеристикам пачек можно судить о степени их продуктивно-

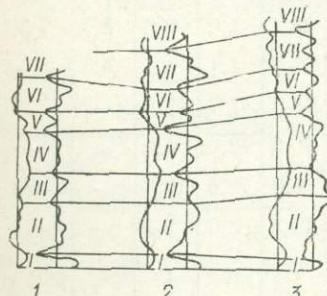


Рис. 19. Телеконнекция па-
растратотипов с помощью фун-
кций распределения пород I
и II порядка.

1—3 — номера опорных разрезов;
I—VIII — индексы ритмов.

Таблица 43

Числовые характеристики ритмов на опорных разрезах

| Ритм | Опорный разрез* | | | | | | | | |
|------|-----------------|-----|-------|-----------|-----|-------|-----------|-----|-------|
| | 1 | | | 2 | | | 3 | | |
| | \bar{x} | s | l_r | \bar{x} | s | l_r | \bar{x} | s | l_r |
| VIII | — | — | — | -4,6 | 4,3 | 6 | -3,3 | 4,6 | 15 |
| VII | -4,4 | 7,4 | 3 | -1,4 | 6,6 | 5 | -1,8 | 6,2 | 6 |
| VI | -0,9 | 6,3 | 6 | -1,4 | 6,3 | 6 | -1,5 | 5,5 | 6 |
| V | +0,1 | 6,3 | 10 | -4,4 | 6,2 | 4 | +1,5 | 4,6 | 4 |
| IV | +4,5 | 2,7 | 5 | +3,1 | 4,2 | 8 | +4,0 | 2,9 | 7 |
| III | +2,1 | 4,2 | 7 | +2,6 | 3,7 | 5 | +3,7 | 3,0 | 6 |
| II | -1,0 | 5,2 | 4 | -1,7 | 4,5 | 6 | -2,2 | 4,6 | 6 |
| I | +3,4 | 7,8 | 8 | +2,9 | 8,0 | 8 | +0,9 | 7,8 | 6 |

* См. рис. 16.

Таблица 44

Числовые характеристики пачек на опорных разрезах

| Пачка | Опорный разрез | | | | | | Пачка | Опорный разрез | | | | | | |
|-------------------|----------------|-----|-----------|-----|-----------|-----|------------------|----------------|-----|-----------|-----|-----------|-----|--|
| | 1 | | 2 | | 3 | | | 1 | | 2 | | 3 | | |
| | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | |
| VIII ₂ | — | — | +3,0 | 0,0 | +3,0 | 0,0 | IV ₂ | +6,8 | 2,2 | +6,0 | 2,5 | +6,5 | 2,3 | |
| VIII ₁ | — | — | -6,6 | 2,0 | -5,5 | 3,4 | IV ₁ | +3,9 | 2,5 | +1,8 | 4,2 | +3,4 | 2,3 | |
| VII ₂ | — | — | +3,6 | 2,7 | +5,0 | 6,8 | III ₃ | +8,0 | 0,0 | +6,2 | 2,5 | +7,0 | 2,1 | |
| VII ₁ | -1,5 | 7,4 | -2,7 | 5,8 | -3,5 | 4,5 | III ₂ | +4,5 | 3,6 | +1,1 | 3,4 | +2,9 | 2,3 | |
| VI ₂ | +0,5 | 5,7 | -0,2 | 5,9 | -1,6 | 5,1 | III ₁ | +0,2 | 3,5 | +1,5 | 3,0 | +2,0 | 2,5 | |
| VI ₁ | -5,6 | 6,3 | -3,3 | 6,7 | -1,1 | 7,0 | II ₂ | -3,4 | 7,1 | -1,3 | 6,8 | +1,7 | 8,9 | |
| V ₂ | +3,0 | 4,9 | -2,4 | 6,9 | +2,4 | 3,6 | I ₂ | +10,0 | 0,0 | +6,3 | 6,0 | +8,6 | 6,7 | |
| V ₁ | -7,2 | 4,7 | -7,2 | 3,4 | +0,4 | 5,7 | I ₁ | -1,4 | 7,1 | -1,4 | 8,1 | -3,0 | 6,9 | |

сти на разных опорных разрезах. Пачки III₃ и IV₂ малопродуктивны в районе опорного разреза I в восточной части Федоровской группы месторождений. Там относительно слабо дифференцирован разрез их и перекрывающих их пачек IV₁ и V₁, что видно по малой дисперсии их состава (см. табл. 44). В районе опорных разрезов II и III как на северном, так и на южном крыле Федоровской синклинали дифференцированность продуктивных пачек повышается. К этим участкам приурочены наиболее богатые флогопитоносные зоны месторождений Федоровского, Южного и Озерного.

Все закономерности строения разреза федоровской свиты, установленные в стратотипической местности, сохраняются и на других слюдоносных полях Центрально-Алданского района. Особенно наглядно это видно при сопоставлении функций распределения горных пород. На рис. 20 приведен пример телеконнекции стратотипа с разрезами Эльконского и Верхне-Эмельджакского слюдоносных полей, с помощью функций распределения I порядка.

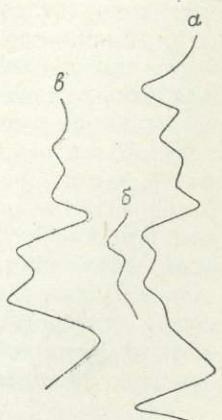


Рис. 20. Телеконнекция стратотипа (a) с разрезами Эльконского (б) и Верхне-Эмельджакского (в) слюдоносных полей с помощью функций распределения I порядка.

него более чем на 100 км. Несмотря на то, что эти разрезы отвечают лишь небольшой части стратотипического разреза, по графикам функции распределения пород их стратиграфическое положение в федоровской свите устанавливается однозначно.

* * *

Изучение статистических закономерностей чередования кристаллических сланцев в разрезе федоровской свиты позволяет высказать некоторые общие соображения, которые следует иметь в виду при исследовании метаморфических комплексов глубокого докембрия.

1. Федоровская свита представляет собой толщу кристаллических сланцев с неявной, сложной ритмичностью, которая выявляется статистически в виде основного закона чередования. Этот закон отражает существенные литолого-геохимические черты генетической системы слоистой толщи и потому является объективным ключом для стратиграфического расчленения.

2. Стратотипический разрез федоровской свиты расченен на восемь ритмов, отвечающих главным этапам эволюции слоистой толщи, элементами ритмов которой служат литологические группы. Ритмы подразделяются на пачки и пласти. Различие между разными стратиграфическими уровнями может быть оценено количественно с помощью статистических числовых характеристик.

3. Все стратиграфические подразделения федоровской свиты, хотя и в разной степени, хорошо сохраняют свои литолого-геохимические особенности по латерали на слюдоносных полях и в пределах всего Центрально-Алданского флогопитоносного района.

ПОРОДЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ

Повсеместно на Алданском щите породы, участвующие в его строении, претерпели глубочайшие изменения под влиянием процессов, объединяемых под общим названием — ультраметаморфизм.

Этот термин в 1909 г. был предложен П. И. Холмкивистом для обозначения «...метаморфических процессов такого характера, в которых горные породы снова переходят в состояние магмы» (Елисеев, 1963). К настоящему времени его значение значительно расширилось и уточнилось, и вместе с тем отчетливо наметились существенные расхождения в толковании этого понятия.

Чаще всего ультраметаморфизм понимается как высшая стадия регионального метаморфизма глубинных зон, характеризующаяся плавлением субстрата и развитием процессов мигматизации и гранитизации (Каденский, 1956; Судовиков, 1959; Другова и др., 1959; Винклер, 1969; Крылова и др., 1972).

По мнению Б. Кинга (1967), Ю. Ир. Половинкиной (1969) и др., ультраметаморфизм — это особый тип петрогенезиса в древних кристаллических щитах, не связанный с обычным прогрессивным метаморфизмом и отделенный от него значительным промежутком времени. Ультраметаморфизм всегда протекает с привносом вещества, главным образом в виде гранитизирующих растворов. В участках наиболее интенсивных ультраметаморфических преобразований может осуществляться выплавление магматических расплавов.

Изучение вещественного состава федоровской свиты и особенностей проявления в ней ультраметаморфизма также позволяет присоединиться к этой точке зрения. Породы федоровской свиты, представленные в подавляющей массе основными кристаллическими плагиосланцами, очевидно, не могут стать источником анатектических гранитоидных расплавов. При плавлении пород такого состава без значительного привноса вещества в соответствующих условиях могут возникнуть лишь расплавы состава габбро-диоритов и диоритов. Определения абсолютного возраста показывают, что между этапом формирования исходных пород свиты, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и периодом образования разнообразных мигматитов существовал значительный временной перерыв. И наконец, ультраметаморфические новообразования четко наложены на ранее сформированные парагенезисы кристаллических сланцев и типичны для метасоматических процессов. Парагенетические ассоциации пород, сформировавшихся на этапе ультраметаморфизма, относятся к амфиболитовой фации и по отношению к гранулитовым парагенезисам исходных сланцев являются регressiveными.

Выделяются три главных типа ультраметаморфических преобразований: мигматизация, базификация и скарнирование, а возникающие в результате этих преобразований породы объединены в группы мигматитов, базификатов и скарнов.

МИГМАТИТЫ

Широкое распространение мигматитов и гранитизированных пород на многих участках Алданского кристаллического щита отмечается всеми его исследователями. Такие участки именуются полями интенсивной гранитизации. Подавляющее их число приурочено к центральной части Нижне-Тимптонского купола (см. рис. 1). На периферии купола, в области распространения пород федоровской свиты, гранитоидные породы также имеют широкое распространение, но здесь они слагают разрозненные сравнительно мелкие тела разных размеров и форм. Согласно данным А. Р. Энтина (1966), районы распространения пород федоровской свиты с флогопитовыми проявлениями следует рассматривать как периферийные зоны крупнейших полей гранитизации, в частности Якокут-Иллымахского поля, расположенного «...в бассейнах верхнего течения рек Большой Гон, Большая Неакуя, Большой Дес, среднего течения реки Большой Иллымах и к западу до бассейна реки Якокут». Размещение полей гранитизации в пределах Алданского щита контролируется крупными долгоживущими разломами (Максимов, Угрюмов, 1966). На крыльях Нижне-Тимптонского купола структурный контроль в размещении гранитоидных тел устанавливается с полной отчетливостью (Петрова и др., 1971).

Для обозначения гранитоидных пород, участвующих в строении полей гранитизации, обычно пользуются терминами «мигматиты», «гранитизированные породы» и «гранито-гнейсы».

В работах различных исследователей каждый из этих терминов зачастую несет разную смысловую нагрузку. Н. Г. Судовиков (Другова и др., 1966) предложил называть «мигматитами» породы, в образовании которых главную роль играют анатектические магматические расплавы, возникающие на этапе прогрессивного регионального метаморфизма, а «гранитизированными породами» — породы, возникающие под воздействием гранитизирующих растворов на регressiveном этапе ультраметаморфизма. Однако удобных для пользования и достаточно четких критериев для разделения этих генетически разных типов пород предложено не было. Содержание термина «гранито-гнейс» вообще неопределенно (Геологический словарь, т. I, 1960).

Наша геологическая практика показывает, что для обозначения разнообразных гранитоидных пород в участках интенсивной мигматизации и гранитизации древних докембрийских щитов очень удобны термины «мигматизированный сланец (гнейс или другая метаморфическая порода)», «мигматит» и «теневой мигматит». При этом в основу определений закладывается чисто формальный петрографический признак, как сделано Седерхольмом, впервые предложившим описательный термин «мигматит» для обозначения гнейсовидных пород, которые «выглядят как смешанные породы». Мигматизированными сланцами названы породы, насыщенные гранитоидным материалом, но все еще (на 40% и более) сохраняющие свой первоначальный состав; мигматитами — существенно гранитоидные породы с ясными реликтами первичного субстрата; теневыми мигматитами — образования без макроскопических реликтов первичной породы, характеризующиеся высокой степенью гомогенности, очень близкие по составу к магматическим породам, но отличающиеся четко выраженными директивными текстурами и метасоматическими структурами. Что же касается генетической интерпретации этих терминов, то, по-видимому, обозначаемые ими сложные породы могут иметь разную природу. Они могут образоваться при инъекции магматического материала, при магматическом замещении или метасоматическим путем под влиянием гранитизирующих растворов (Платен, 1967; Кинг, 1967; Винклер, 1969; Полошинкина, 1969).

Формирование подобных пород в федоровской свите, сложенной основными кристаллическими сланцами, как уже отмечалось, осущест-

влялось, очевидно, в метасоматическом процессе, который сопровождался интенсивным обменом вещества. Анатектический способ образования мигматитов здесь в силу специфики состава толщи мог иметь место лишь после интенсивной «метасоматической подготовки» субстрата. Изучение мигматитовых полей и зон в пределах выходов пород федоровской свиты показывает, что они имеют более или менее четко выраженное зональное строение, обусловленное различной интенсивностью переработки исходных пород. Обычно выделяются три зоны. Внешняя зона представлена мигматизированными сланцами, далее следует зона мигматитов, и центральную часть занимает зона теневых мигматитов. Зоны отличаются не только количественными соотношениями первичных и новообразованных минералов, но и характерными парагенезисами последних. В частности, в них последовательно меняется состав существующих минералов: роговых обманок, пироксенов, полевых шпатов. Минеральные преобразования типичны для метасоматических процессов: в направлении от основных кристаллических сланцев федоровской свиты к теневым мигматитам отмечается последовательное раскисление плагиоклаза, широкое развитие коррозионных и симплектитовых структур, уменьшение числа и количества темноцветных минералов. Часто даже в самых неизмененных на вид кристаллических сланцах присутствуют новообразования, неравновесные по отношению к парагенетическим ассоциациям гранулитовой фации регионального метаморфизма. Такие новообразования встречаются почти повсеместно, в большей или меньшей степени изменения состав и облик пород. Детальное описание минеральных особенностей метасоматических преобразований основных кристаллических сланцев приводится во многих работах (Другова и др., 1959; Крылова и др., 1972).

В зависимости от характера минеральных преобразований выделяются два типа мигматитов: плагиомигматиты, главным минералом которых является кислый плагиоклаз, и более распространенные плагио-микроклиновые мигматиты, содержащие в качестве главного породообразующего минерала калинатровый полевой шпат. Последние в дальнейшем называются просто мигматитами.

На различных площадях Центрально-Алданской флогопитоносной провинции процессы образования мигматитов в федоровской свите имеют в целом сходный характер, несколько различаясь интенсивностью проявлений. В районе Эльконской группы флогопитовых месторождений мигматизация выражена весьма интенсивно, так что исходные сланцы гранулитовой фации здесь представлены в основном реликтами и очень широким распространением пользуются теневые мигматиты. В районе Канкунских флогопитовых месторождений сланцы гранулитовой фации сохраняются в большей степени, широким распространением пользуются мигматизированные сланцы. Здесь четко устанавливаются оба этапа формирования мигматитов: плагиоклазовый и калишпатовый.

Мигматиты I этапа

Новообразования, соответствующие мигматизации I этапа, присутствуют почти в каждом образце кристаллического сланца. Породы, в которых объем этих новообразований сравнивается с объемом минеральных парагенезисов «субстрата», или собственно плагиомигматиты, также распространены очень широко. Однако эти породы при визуальных наблюдениях в поле с трудом отличаются от кристаллических сланцев. Их выдает, по сути дела, лишь неравномерная зернистость, причины которой не всегда могут быть достоверно установлены. Но при микроскопическом изучении они узнаются достаточно надежно. При полевых исследованиях и картировании однозначно устанавливаются лишь плагиомигматиты, в составе которых новообразования преобладают — теневые плагиомигматиты. Эти породы образуют обширные поля в юго-западной части

Канкунского флогопитоносного района. Границы полей большей частью нечеткие, с постепенными переходами к малоизмененным кристаллическим сланцам. Реже зона перехода представлена своеобразными меланократовыми породами, похожими по внешнему облику на амфиболиты. Мигматиты в этих полях отличаются значительным разнообразием, обусловленным ярко выраженной зависимостью минеральных ассоциаций от состава исходных кристаллических сланцев. Четко выделяются две группы образований: плагиомигматиты по амфиболсодержащим плагиосланцам и породы, развивающиеся по безамфиболовым плагиосланцам и плагиогнейсам.

Плагиомигматиты, образующиеся по амфиболсодержащим плагиосланцам, более лейкократовые и крупнозернистые, чем исходные породы. Цветной индекс в них не превышает 20, а размеры выделений главных минералов равны в среднем 2—3 мм (до 5—10 мм). Вариации размеров одновременно наблюдаемых зерен также значительно шире, чем в плагиосланцах: отношение максимального размера к минимальному достигает 10. Микроструктуры плагиомигматитов в целом гетерогранобластовые.

Среди плагиомигматитов выделяются разновидности, которые обусловлены разным минеральным составом исходных плагиосланцев (табл. 45).

Главной ассоциацией минералов, находящихся в равновесных соотношениях друг с другом, в этих плагиомигматитах являются плагиоклаз, роговая обманка, биотит, магнетит и кварц. В промежуточных продуктах плагиомигматизации пироксенсодержащих сланцев могут сохраняться также гиперстен и моноклинный пироксен.

Аксессорные минералы плагиомигматитов: циркон, апатит, ильменит, рутил. К гистерогенным минералам относятся калишпат, синезеленая роговая обманка, иногда оранжево-бурый биотит, сфеен и позднейшие: карбонат, хлорит, эпидот, пирит, лейкоксен.

Плагиомигматиты по биотито-гиперстено-рогообманковым плагиосланцам наиболее грубозернистые, самые светлоокрашенные, с преобладанием желтоватых и рыжеватых тонов в окраске поверхности выветривания. В них обычно не сохраняется или сильно затушевывается полосчатость первичных плагиосланцев, и порода приобретает массивную текстуру. К особенностям минерального состава этих плагиомигматитов относятся обязательное присутствие кварца, самый кислый состав плагиоклаза из всех плагиомигматитов (в среднем № 30, пределы колебаний № 26—35), постепенное исчезновение двойникового строения плагиоклаза, связанное с его раскислением, и появление при этом большого числа веретенообразных антиперититовых вростков, наиболее высоко-

Таблица 45
Средний минеральный состав разновидностей плагиомигматитов, образовавшихся за счет амфиболсодержащих плагиосланцев (в % площади шлифа)

| Плагиомигматиты | Минералы главной ассоциации | | | | | Реликтовые минералы | | Второстепенные (гистерогенные и аксессорные) минералы |
|---|-----------------------------|--|--------|----------------------|-------|---------------------|------------------------------|---|
| | пла- гио- клаз | ро- го- ва- я об- манка | биотит | магне- ти- тит | кварц | ги- пер- стен | клино- пи- рок- сен | |
| По биотито-гиперстено-рогообманковым плагиосланцам (8 шлифов) | 70 | 5 | 4 | 1 | 7 | 6 | — | 7 |
| По двупироксено-рогообманковым плагиосланцам (4 шлифа) | 76 | 8 | Сл. | 1 | 2 | 5 | 4 | 4 |
| По биотито-диопсидово-рогообманковым плагиосланцам (9 шлифов) | 77 | 10 | 3 | 2 | — | — | 4 | 4 |

кое содержание вторичного по отношению к главным минералам калинатрового полевого шпата. Для этих плагиомигматитов очень характерна существенная разница в идиоморфизме зерен разных минералов. Особенно заметен ксеноморфизм плагиоклаза и кварца по отношению к табличкам биотита. Границы крупных выделений плагиоклаза имеют наиболее извилистые, зубчатые очертания по сравнению с другими разновидностями плагиомигматитов.

В плагиомигматитах, возникших за счет двушироксено-рогообманковых плагиосланцев, преобладают более светлые желтовато-серые окраски. Для них характерны массивные или грубопятнистые текстуры, обусловленные неравномерным распределением цветных минералов. Здесь тоже присутствует кварц, хотя и в меньшем количестве, чем в предыдущей разновидности. В большей степени идиоморфен плагиоклаз, состав которого изменяется от № 29 до № 34 (в среднем № 32). Наиболее кислые плагиоклазы, обычно сопровождаемые крупными выделениями кварца и пертитового калишпата, часто имеют нечеткое, двойниковое строение. По сравнению с плагиомигматитами по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам здесь более обычны, чем антипертиты, каемчатые и относительно крупные ксеноморфные выделения калинатрового полевого шпата, и уже с первыми признаками мигматизации проявляется тенденция к образованию сростков цветных минералов. Роговая обманка при этом разрастается и обволакивает зерна пироксенов.

Плагиомигматиты, образовавшиеся за счет биотито-диопсидово-рогообманковых плагиосланцев, имеют в целом равномерное сложение и массивную, реже мелкопятнистую или штриховато- пятнистую текстуру. Для них типична темно-серая с сиреневым или фиолетовым оттенком окраска. Кварц в них почти всегда отсутствует. Состав плагиоклаза колеблется в широком диапазоне — № 28—36 (средний № 32), но есть и единичные отклонения до № 41—44. Полное исчезновение двойников наблюдается редко и только в плагиомигматитах с наиболее кислым плагиоклазом. Плагиоклаз (особенно кислый) подвергается активной коррозии со стороны каемчатого непертитового калинатрового полевого шпата, содержание которого не превышает первых процентов. Цветные минералы здесь в большей степени, чем в плагиомигматитах по двушироксено-рогообманковым плагиосланцам, обладают способностью образовывать мономинеральные или полиминеральные скопления, агрегаты, узелки. При этом возникают характерные гломеробластовые и кумулобластовые структуры. В агрегатах цветных минералов отчетливо наблюдается замещение диопсида роговой обманкой.

Таким образом, плагиомигматиты по амфиболсодержащим плагиосланцам в значительной мере наследуют минеральный состав плагиосланцев и их окраску, но приобретают новые текстурные и структурные особенности. Из-за того, что в плагиомигматитах всегда присутствуют реликтовые минералы исходных сланцев, легко определить, по какой именно разновидности образовался данный плагиомигматит. Изменение плагиосланцев в общем случае начинается с разрастания зерен плагиоклаза, опережающего в росте другие минералы, в связи с чем нередко возникают пойкилобластовые структуры. Параллельно с ростом крупных индивидов часть зерен испытывает растворение, структура породы становится резко неоднородной, гетеробластовой. Одновременно возрастает ксеноморфизм плагиоклаза, появляются в значительных количествах антипертитовые вrostки, а также нарушается двойниковое строение. Последнее выражается в том, что вместо равномерного распределения по площади зерна двойниковых индивидов образуются пятнисто расположенные участки полисинтетического двойникования, отделенные друг от друга участками, не имеющими двойникового строения. Очень характерно постепенное выклинивание двойниковых полосок, как бы их растворение в несвойникованной основе кристалла. Чаще всего исчезновение двойникового строения

происходит на периферии зерна целиком. Угасание становится зональным, волнистым, пятнистым и даже мозаичным.

Перекристаллизацией захватываются и цветные минералы. При этом нарушается равновесие пироксенов с биотитом и роговой обманкой. Обрастание и замещение роговой обманкой гиперстена начинается от границ зернами плагиоклаза, часто сопровождающимся тонкими каемками кварца. По трещинам спайности роговой обманки выделяется рудная «пыль». Разъединение роговой обманкой моноклинного пироксена начинается непосредственно от контакта этих минералов и развивается вдоль трещин спайности пироксена с образованием псевдоморфоз. Появление кварца при этом не обязательно. Равновесие гиперстена и биотита смешается в сторону биотита, который в симплектите с кварцем замещает гиперстен. Биотит и роговая обманка срастаются на первых порах без видимого замещения. Наблюдающееся иногда разрастание пироксенов происходит только вне их контактов с биотитом и роговой обманкой. В пределе мигматизация этого этапа приводит к формированию по любой разновидности амфиболсодержащих плагиосланцев равновесной минеральной ассоциации $\text{Би} + \text{РО} + \text{Пл}_{32} + \text{Кв} + \text{Мт}$.

В очень редких случаях в плагиомигматитах равновесие $\text{РО} + \text{Пл}_{32} + \text{Би} + \text{Кв}$ сдвигается в сторону биотита. Этот процесс начинается с замещения роговой обманки от ее границы с плагиоклазом симплектитом биотита и кварца. С исчезновением роговой обманки возникают сравнительно однородные породы — биотитовые плагиомигматиты, сложенные парагенетической ассоциацией $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Мт}$. Породы, первоначально не содержащие роговой обманки (гиперстено-биотитовые плагиосланцы или плагиогнейсы), непосредственно замещаются биотитовыми плагиомигматитами.

Минеральные парагенезисы, возникающие при плагиомигматизации, характерны для пород амфиболитовой фации. Их возникновение свидетельствует о переходе на новый термодинамический уровень системы исходных кристаллических сланцев гранулитовой фации.

Основные кристаллические сланцы, объединенные в группу безамфиболовых плагиосланцев и плагиогнейсов, прослеженные по простиранию пластов в поля плагиомигматитов, подобно амфиболсодержащим плагиосланцам, сменяются более лейкократовыми и крупнозернистыми породами. При этом возникают весьма специфичные минеральные ассоциации, в сильнейшей степени зависящие от состава исходных литологических разновидностей. По диопсидовым плагиосланцам (Д_1) развиваются диопсидовые плагиомигматиты, по диопсидовым плагиосланцам (Д_4), кварцево-диопсидовым плагиосланцам (Е_1) и диопсидовым плагиогнейсам (Е_2) — существенно скаполитовые породы.

В плагиомигматитах по флогопито-диопсидовым плагиосланцам почти нацело исчезает флогопит, зерна диопсида разрастаются и образуют скопления в виде «узелков» и линзочек, из-за чего структура породы становится «узелково-» или пятнисто-полосчатой. Особенно сильно разрастается плагиоклаз: крупные зерна его приобретают изометричную форму и извилистые очертания, двойниковая структура исчезает или выражена нечетко — как облачное погасание. Появляются единичные зерна кварца, каемчатый калинатровый полевой шпат и иногда скаполит, замещающий плагиоклаз.

Диопсидовые плагиосланцы с основным плагиоклазом и сфером нацело превращаются в тонко-, реже грубополосчатые диопсидо-скаполитовые со сфером породы. По сравнению с исходными плагиосланцами в этих породах уменьшается содержание диопсида, а его окраска становится более темной. Увеличиваются размеры зерен сфена. Кварц не отмечается даже в виде единичных зерен.

За счет кварцево-диопсидовых плагиосланцев и диопсидовых плагиогнейсов развиваются кварц-диопсидо-скаполитовые полосчатые поро-

ды. Для них очень характерно обособление кварца в самостоятельные параллельные полосы, из-за чего породы на выветрелой поверхности приобретают резко выраженную «ребристость». В кварц-диопсидо-скаполитовых породах по плагиогнейсам содержание кварца значительно выше, чем в таких же породах по кварцево-диопсидовым плагиосланцам. При визуальных наблюдениях эти породы неразличимы. В шлифах же по наличию реликтов основного или кислого плагиоклаза характер исходной породы устанавливается достаточно легко.

Мигматизация I этапа, таким образом, и в основных диопсидовых плагиосланцах и плагиогнейсах приводит к возникновению новых парагенетических ассоциаций, свидетельствующих о переходе системы кристаллических сланцев гранулитовой фации на новый термодинамический уровень.

Для химических изменений при плагиомигматизации разнообразных основных кристаллических сланцев федоровской свиты отмечены следующие закономерности (табл. 46, 47, рис. 21).

1. По сравнению с исходными сланцами все амфиболовые плагиомигматиты характеризуются более высокой концентрацией кремнекислоты и более низкой — оснований. Содержания щелочей сохраняются примерно на одном уровне, как, например, в плагиомигматитах по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам, или же увеличиваются. Параллельно с увеличением содержания щелочей в плагиомигматитах по двупироксено-рогообманковым и биотито-диопсидово-рогообманковым плагиосланцам увеличивается содержание глинозема.

2. Породы этапа плагиомигматизации, развивающиеся по диопсидовым плагиосланцам и плагиогнейсам, по сравнению с исходными оказываются обогащенными кремнеземом и щелочами и в большинстве случаев обеднены магнием. Поведение глинозема и железа неоднозначно.

В целом химическая направленность процессов первого этапа формирования мигматитов в толще пород федоровской свиты характеризуется интенсивным привносом кремнекислоты и щелочей, особенно натрия, и преимущественным выносом оснований, главным образом магния и в меньшей мере извести. На графиках (см. рис. 21) обращает на себя внимание также симметричность большинства вариационных линий составов сланцев и плагиомигматитов. Особенно это относится к группе амфиболсодержащих пород. Такая особенность свидетельствует об очень сильном влиянии на химический состав плагиомигматитов состава исходных пород.

Таблица 46

Химический состав амфиболовых плагиомигматитов, вес. %

| Разновидности | Число анализов | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П. п. |
|--|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| Плагиомигматиты по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам | 8 | 60,50 | 0,90 | 15,90 | 1,64 | 4,80 | 0,08 | 3,38 | 4,78 | 4,06 | 2,50 | 0,31 | 0,91 |
| Плагиомигматиты по двупироксено-рогообманковым плагиосланцам | 6 | 55,31 | 1,16 | 19,05 | 2,81 | 3,69 | 0,07 | 2,73 | 6,98 | 5,23 | 1,60 | 0,40 | 0,91 |
| Плагиомигматиты по биотито-диопсидово-рогообманковым плагиосланцам | 13 | 53,05 | 1,09 | 20,25 | 2,63 | 3,92 | 0,07 | 3,09 | 7,59 | 5,45 | 1,64 | 0,38 | 0,64 |
| Средний состав | 27 | 55,75 | 1,05 | 18,69 | 2,38 | 4,13 | 0,07 | 3,10 | 6,62 | 4,99 | 1,81 | 0,36 | 0,78 |

Химический состав плагиомигматитов, образующихся за счет основных диопсидо-одержащих плагиосланцев и плагиогнейсов, вес. %

| Разновидности | Число анализов | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П. п. д. |
|---|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------|
| Плагиомигматиты по флогопито-диопсидовым плагиосланцам (по Д ₁) | 2 | 54,44 | 0,88 | 18,37 | 1,48 | 2,60 | 0,13 | 3,49 | 10,66 | 5,16 | 1,35 | 0,23 | 0,80 |
| Тонкополосчатые диопсидо-скаполитовые со сфером породы (по Д ₄) | 5 | 47,62 | 0,68 | 14,87 | 1,73 | 5,16 | 0,14 | 5,18 | 20,75 | 1,83 | 0,61 | 0,30 | 1,15 |
| Тонкополосчатые кварц-диопсидо-скаполитовые со сфером породы (по Е ₁) | 4 | 56,35 | 0,48 | 11,20 | 1,02 | 5,76 | 0,25 | 4,37 | 15,99 | 1,97 | 0,82 | 0,19 | 1,08 |
| Тонкополосчатые кварц-диопсидо-скаполитовые породы (по Е ₂) . . . | 4 | 67,77 | 0,27 | 14,72 | 0,78 | 1,75 | 0,08 | 1,00 | 7,91 | 3,86 | 0,69 | 0,17 | 0,98 |

Благодаря этому породы, образующиеся на этапе плагиомигматизации, характеризуются почти таким же разнообразием химических составов, как и сами кристаллические сланцы.

Как уже отмечалось, набор минералов в плагиомигматитах весьма близок к набору минералов исходных плагиосланцев. Среди них можно выделить минералы главной ассоциации, минералы-реликты, акцессорные и гистерогенные (по отношению к главной ассоциации) минералы.

Кварц в амфиболовых плагиомигматитах — новообразованный минерал. Появление его фиксируется, если в исходных плагиосланцах был

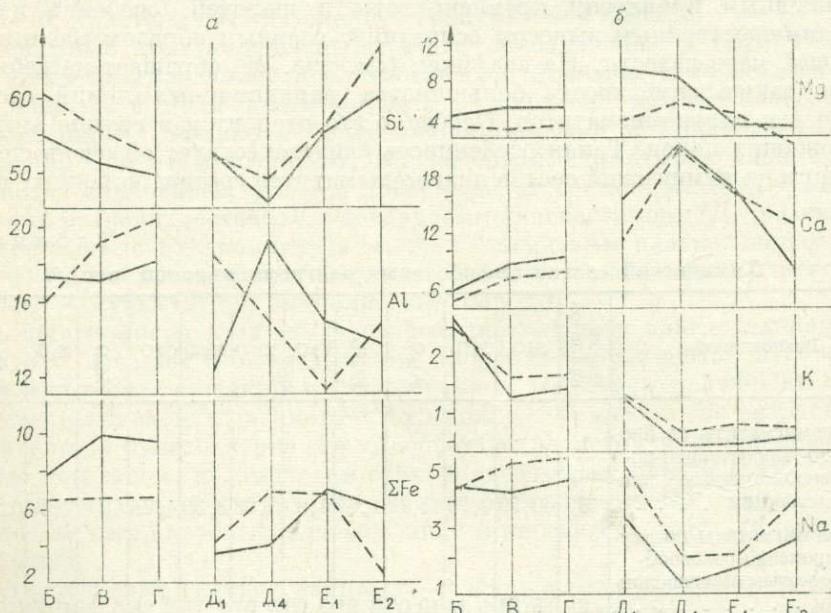


Рис. 21. Вариационные графики содержаний Si, Al, Σ Fe, Mg, Ca, K и Na в породах этапа плагиомигматизации (штриховая линия) и соответствующих им кристаллических сланцев (сплошная линия).

Б, В, Г — амфиболсодержащие сланцы и амфиболовые плагиомигматиты; Д₁, Д₂, Е₁, Е₂ — диопсидовые плагиосланцы и плагиогнейсы и соответствующие им породы этапа плагиомигматизации.

гиперстен, т. е. в плагиомигматитах по гиперстеновым и двутироксеновым плагиосланцам. В шлифах видна явная приуроченность выделений кварца к зернам и агрегатам реликтового гиперстена. Особенно это заметно в начале процесса, когда в гиперстене обнаруживаются мелкие округлые вростки кварца. Кварц в кварц-диопсидово-скаполитовых породах, сформировавшихся за счет кварцсодержащих плагиосланцев и плагиогнейсов, в основной своей массе является унаследованным и перекристаллизованным. Он представлен крупными зернами (около 1 мм в поперечнике), образует сегрегации и характеризуется волнистым или облачным погасанием. Содержание кварца в породах этапа плагиомигматизации находится в прямой зависимости от содержания кремнезема в исходных породах.

Плагиоклаз главной минеральной ассоциации плагиомигматитов отличают особенно крупные размеры выделений (обычно от 1—3 до 5—10 мм). По сравнению с плагиосланцами плагиоклаз в плагиомигматитах менее идиоморфен, границы зерен неровные, а порой зубчатые. Спектр составов плагиоклазов в плагиомигматитах довольно широк. Он включает составы, характерные для исходных плагиосланцев, причем часто даже крупные, собственно «мигматитовые» выделения плагиоклаза могут иметь состав, аналогичный плагиоклазу из плагиосланцев (андезин № 36—46). Однако в «кислой» части спектра явно расширен по сравнению с плагиосланцами. Вполне обычны олигоклазы № 26—29. Разброс составов плагиоклаза заметно больше, чем в плагиосланцах. В пределах одного шлифа среди равноправных выделений нередко встречаются плагиоклазы, различающиеся по составу на 5—7% мол. Ан. Наиболее стабильный состав у кислых плагиоклазов (№ 26—29), обычно не отличающихся в пределах одного шлифа более, чем на 1—2% мол. Ан. Все это свидетельствует об общем раскислении плагиоклаза в плагиомигматитах. Предельным оказывается олигоклаз № 26—27. Параллельно с раскислением и нарушением двойникового строения плагиоклаза усиливается его ксеноморфизм и, начиная примерно с олигоклаза-андезина № 30, резко увеличивается количество антипертитовых вростков. Многочисленные включения других ранних минералов в плагиоклазе и крупные размеры его зерен являются признаками разрастания плагиоклаза, но видимой связи между степенью перекристаллизации плагиоклаза и степенью его раскисления нет.

Скараплит — главный породообразующий минерал пород, развивающихся на этапе плагиомигматизации по существенно пироксеновым сланцам и гнейсам. На начальных стадиях изменения в породе появляются лишь единичные зерна скарапита, которые с плагиоклазом имеют самые разнообразные границы: от неровных, извилистых до идеально ровных. Четко выраженное замещение плагиоклаза скарапитом наблюдается очень редко. Судя по показателям преломления — $n_o=1,576$, $n_e=1,552$, состав скарапита в этих породах всегда находится в пределах группы миццитов с 55—65% Me.

Биотит сохраняется в плагиомигматитах, если он присутствовал в исходной породе. Таблитчатые кристаллы биотита размером от 1—2 до 3—4 мм по удлинению имеют идиоморфные очертания, даже если они срастаются с разросшимися выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Иногда биотит образует включения в крупные зерна плагиоклаза, ориентированные вдоль полос двойникования. Как и в плагиосланцах, биотиты густо окрашены и плеохроируют от темно-бурого или красновато-бурого ||Ng до светлого коричневато-желтого ||Nr. В пробе № 128 биотит имеет $n_m=1,649$, а в пробе № 124—1,653. Разрастание биотита в плагиомигматитах не так характерно, как разрастание плагиоклаза или роговой обманки. Однако перекристаллизация его несомненна, на что указывает обрастание им магнетита и гиперстена. По химическому составу (табл. 48) биотиты плагиомигматитов существенно не отличаются от биотитов соответствующих кристаллических сланцев.

Таблица 48

Химический состав биотитов, роговых обманок и пироксенов из плагиомигматитов

| Компоненты | Биотиты | | | Роговые обманки | | | | | | Диопсид | Гиперстен |
|--------------------------------|---------|---------|---------|-----------------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| | 124 | 128 | I-3-а | 147 | 105 | IV--3-Пл | 2-151 | 222 | 220 | | |
| SiO ₂ | 35,86 | 42,23 | 38,62 | 39,68 | 39,26 | 41,88 | 40,93 | 41,77 | 41,44 | 50,68 | 51,60 |
| TiO ₂ | 3,72 | 2,79 | 4,59 | 2,01 | 2,48 | 2,44 | 2,92 | 2,37 | 3,45 | 0,65 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 14,82 | 16,51 | 13,08 | 12,89 | 13,02 | 9,60 | 10,36 | 10,33 | 10,15 | 2,63 | 1,65 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,09 | 1,20 | 1,99 | 4,66 | 3,24 | 5,73 | 6,41 | 6,76 | 6,27 | 2,05 | 1,79 |
| FeO | 14,11 | 8,29 | 13,56 | 12,74 | 13,47 | 11,23 | 10,42 | 11,59 | 11,66 | 9,83 | 22,90 |
| MnO | Сл. | Не обн. | 0,06 | 0,37 | 0,24 | 0,27 | 0,27 | 0,14 | 0,22 | 0,21 | 0,47 |
| MgO | 15,45 | 17,50 | 15,33 | 11,47 | 10,85 | 10,53 | 10,92 | 10,50 | 10,61 | 12,66 | 19,26 |
| CaO | 0,64 | 0,67 | 0,56 | 11,62 | 11,86 | 11,27 | 11,75 | 11,08 | 11,36 | 20,80 | 1,60 |
| Na ₂ O | 0,20 | 0,10 | 0,08 | 1,64 | 2,05 | 1,76 | 2,03 | 1,49 | 1,62 | Не опр. | 0,11 |
| K ₂ O | 10,48 | 10,27 | 9,45 | 1,84 | 2,00 | 1,87 | 2,05 | 1,57 | 1,69 | » | 0,08 |
| H ₂ O ⁺ | 1,18 | 0,79 | 1,27 | 0,82 | 0,84 | 1,61 | 1,66 | Не опр. | Не опр. | » | Не опр. |
| H ₂ O ⁺ | Не обн. | 0,16 | — | 0,18 | Не обн. | 0,20 | Не обн. | » | » | » | » |
| H ₂ O ⁻ | Не опр. | Не опр. | 0,12 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » | » | » | » |
| P ₂ O ₅ | 2,00 | » | 1,52 | » | » | 1,34 | 0,90 | 0,60 | 0,95 | » | » |
| F | Не опр. | » | Не опр. | » | » | Не опр. | Не опр. | 1,51 | 0,72 | » | » |
| Попр. на F | 0,84 | — | 0,63 | | | 0,56 | 0,38 | 0,25 | 0,40 | » | » |
| Сумма . . испр. | 99,71 | 100,51 | 99,30 | 99,92 | 99,31 | 98,84 | 99,34 | 99,46 | 99,44 | 99,51 | 99,7 |

Формульные коэффициенты и коэффициент железистости

| | Расчет на 7 катионов | | | | Расчет на 13 катионов | | | | Расчет на 4 катиона | | |
|------------------|----------------------|------------------|-------------------|------------------|-----------------------|------------------|-------------------|------------------|---------------------|------------------|------|
| | Si | Al ^{IV} | Al ^{III} | Al ^{II} | Si | Al ^{IV} | Al ^{III} | Al ^{II} | Si | Al ^{IV} | |
| Si | 2,72 | 3,03 | 2,90 | 5,89 | 5,90 | 6,45 | 6,31 | 6,29 | 6,24 | 1,92 | 1,95 |
| Al ^{IV} | 1,28 | 0,97 | 1,10 | 2,44 | 2,10 | 1,55 | 1,69 | 1,71 | 1,76 | 0,08 | 0,05 |

| | | | | | | | | |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ti | 0,21 | 0,45 | 0,22 | 0,28 | 0,24 | 0,22 | 0,36 | 0,02 |
| Al ^{VI} | 0,04 | 0,42 | 0,05 | 0,13 | 0,19 | 0,19 | 0,12 | 0,04 |
| Fe ³⁺ | 0,12 | 0,06 | 0,41 | 0,52 | 0,37 | 0,66 | 0,77 | 0,71 |
| Fe ²⁺ | 0,89 | 0,50 | 0,86 | 1,57 | 1,69 | 1,46 | 1,34 | 1,46 |
| Mn | — | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,74 | 1,87 | 1,72 | 2,52 | 2,44 | 2,42 | 2,51 | 2,36 |
| Ca | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 1,84 | 1,90 | 1,86 | 1,93 | 1,79 |
| Na | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,47 | 0,60 | 0,53 | 0,60 | 0,43 |
| K | 1,01 | 0,93 | 0,88 | 0,35 | 0,38 | 0,37 | 0,40 | 0,30 |
| OH | 0,60 | 0,38 | 0,63 | 0,98 | 0,84 | 1,85 | 1,09 | — |
| F | 0,48 | — | 0,37 | — | — | 0,62 | 0,43 | 0,29 |
| χ_{Fe} | 0,36 | 0,23 | 0,43 | 0,45 | 0,46 | 0,46 | 0,45 | 0,48 |

При мечание. 124 — плагиомигматит по биотито-тилерстоновому плагиосланцу, рч. Бурдыхай, Канкунский район; 128 — плагиомигматит по гипертензенному плагиосланцу, карьер № 2 Федоровского месторождения; 1—3 — а — плагиомигматит по биотито-тилерстоновому плагиосланцу, скв. 60, район Канку; 147 и 105 — роговообманковый плагиомигматит, Южное месторождение; IV — 3 — Пл — роговообманковый с биотитом плагиомигматит, рч. Бурдыхай, Канкунский район; 2—151 — роговообманковый плагиомигматит, Южное месторождение; 222 — роговообманковый с гипертензенным плагиомигматит, Южный район.

Роговая обманка (обыкновенная) входит в состав главной ассоциации плагиомигматитов тогда, когда она присутствует в составе исходных плагиосланцев. Идиоморфизм роговой обманки плагиомигматитов выражен слабее, чем у роговой обманки плагиосланцев. Она может образовать довольно крупные выделения размером до 1,5—3 мм, однако еще сильнее выражена ее способность образовывать агрегаты зерен, имеющие линзовидную или веретенообразную форму, что придает роговообманковым плагиомигматитам штриховато-пятнистый облик. Цвет ее в шлифе буро-вато-зеленый и оливково-зеленый. На периферии зерен или вдоль трещин спайности часто появляются синеватые оттенки. Оптические свойства роговых обманок из плагиомигматитов очень сходны со свойствами роговых обманок плагиосланцев: углы угасания cNg сохраняются на уровне 13—16°, а углы оптических осей $2V_{Np}$, как правило, не выходят за пределы 68—70°. Показатели преломления варьируют в более широких пределах, чем в роговых обманках из плагиосланцев: $n_g = 1,684—1,698$, $n_p = 1,664—1,676$.

По химическому составу роговые обманки из плагиомигматитов (см. табл. 48) также очень близки к роговым обманкам из исходных плагиосланцев. Особенно наглядно сравнение анализов роговых обманок № 145 и 147, № 2—150 и 2—151, поскольку пробами № 147 и 2—151 представлены плагиомигматиты, образовавшиеся за счет плагиосланцев, которым соответствуют пробы № 145 и 2—150. Заметна лишь разница в общей железистости и «железистости» без учета окисного железа,

которые увеличиваются в роговых обманках плагиомигматитов. В том же направлении, только более резко, меняется железистость сравниваемых пород.

Роговая обманка при плагиомигматизации замещает другие минералы. Прежде устойчивое равновесие моноклинного пироксена и роговой обманки в двупироксено-рогообманковых и, особенно, в диопсидо-рогообманковых плагиосланцах явно смещается в сторону роговой обманки. При соприкосновениях с зернами пироксенов роговая обманка агрессивно корродирует и, разрастаясь, захватывает их. Иногда встречаются даже гомоосевые псевдоморфозы оливково-зеленой роговой обманки по моноклинному пироксену. С биотитом же роговая обманка образует спокойные равновесные срастания.

Ромбический пироксен, встречающийся в плагиомигматитах по биотито-гиперстеново-рогообманковым и двупироксено-рогообманковым плагиосланцам, является реликтовым и не отличается от гиперстена соответствующих плагиосланцев. Для него характерен слабый плеохроизм от бледно-розового $\parallel Np$ до бесцветного $\parallel Ng$ и $n_p = 1,690$. В слабо измененных породах он изредка способен образовывать небольшие скопления зерен типа гломеробластовых. Значительно чаще отмечается уменьшение размеров его зерен ($0,1-0,3$ мм), коррозия его плагиоклазом и особенно кварцем. Содержания гиперстена и кварца связаны обратной пропорцией. Состав гиперстена (см. табл. 48) по всем компонентам почти полностью совпадает с составом гиперстена из исходного плагиосланца (проба II-I-a).

Моноклинный пироксен встречается в разнообразных породах этапа плагиомигматизации. В плагиомигматитах по амфибол-содержащим плагиосланцам он является реликтовым и наследует свойства (бесцветный, $n_m = 1,693$ и $n_p = 1,686$) и особенности состава моноклинных пироксенов соответствующих плагиосланцев. Тем не менее при плагиомигматизации моноклинный пироксен обнаруживает способность разрастаться и образовывать гломеробластовые скопления, но только до соприкосновения с роговой обманкой. При разрастании моноклинный пироксен может обволакивать зерна гиперстена, по отношению же к буро-зеленой роговой обманке он явно неустойчив и активно ею замещается.

В существенно скаполитовых породах, развивающихся по безамфиболовым плагиосланцам и плагиогнейсам, моноклинный пироксен является новообразованным минералом. Однако и в данном случае его свойства оказываются сходными со свойствами моноклинных пироксенов соответствующих исходных пород. Так, в кварцево-скаполитовых породах, развивающихся за счет кварцсодержащих парагенезисов, он имеет травяно-зеленую окраску и четко выраженный плеохроизм. Значения угла оптических осей ($2V_{Ng} = 57-62^\circ$) и угла угасания ($cNg = 42-46^\circ$) изменяются в пределах, свойственных группе диопсида. Для этих диопсидов очень характерно полисинтетическое двойникование по (100).

Магнетит в рогообманковых плагиомигматитах присутствует постоянно, хотя и не имеет тенденции к разрастанию. Он образует выделения изометричной или неправильной формы, распределенные в породе неравномерно. Зерна имеют размеры $0,1-1,5$ мм. В магнетите всегда присутствуют микроскопические вrostки шпинели и ильменита. Видимо, по этой причине отдельные анализы магнетита обнаруживают очень высокие содержания титана и глиноzemита (табл. 49). Однако видимой связи таких отклонений с определенными парагенезисами и с концентрацией этих компонентов в соответствующих породах не наблюдается.

Вокруг зерен магнетита часто образуются каемки вторичного сфена, встречаются каемки и псевдоморфозы пирита по магнетиту.

Ильменит в пробах-протолочках плагиомигматитов присутствует почти всегда в количестве от единиц до сотен граммов на тонну. Он образует самостоятельные зерна неправильной или гексагонально-

Таблица 49

Химический состав магнетитов из плагиомигматитов

| Компоненты | Проба 216 | | Проба 222 | |
|--------------------------------|-----------|-------------------------|-----------|-------------------------|
| | вес, % | формульные коэффициенты | вес, % | формульные коэффициенты |
| SiO ₂ | 0,20 | — | 0,53 | — |
| TiO ₂ | 9,80 | 0,27 | 4,20 | 0,13 |
| Al ₂ O ₃ | 0,50 | — | 2,76 | 0,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 57,79 | 1,79 | 61,99 | 1,89 |
| FeO | 29,09 | 0,87 | 28,73 | 0,95 |
| MnO | 0,18 | — | 0,20 | 0,01 |
| MgO | 1,42 | 0,07 | 0,90 | — |
| CaO | Сл. | — | Сл. | — |
| H ₂ O ⁺ | Не обн. | — | » | — |
| H ₂ O ⁻ | » | — | Не обн. | — |
| S _{общ} | 1,11 | — | 0,44 | — |
| Сумма с поправкой на S | 99,53 | | 99,53 | |

Приложение. Формульные коэффициенты рассчитаны с учетом возможных механических примесей в пробах магнетитов. 216 — роговообманковый с диопсидом плагиомигматит, Южное месторождение; 222 — плагиомигматит по двушироксено-роговообманковому плагиосланцу, Южное месторождение.

Сфен присутствует лишь в скаполитсодержащих породах. По сравнению со сфеном исходных плагиосланцев и плагиогнейсов он образует более крупные кристаллы темной оранжево-буровой окраски. Его зерна приурочены к лейкократовым участкам породы.

Сравнивая минералы плагиомигматитов и исходных плагиосланцев и, в частности, их химические составы, можно сделать вывод, что биотиты, пироксены, амфиболы и магнетиты при плагиомигматизации практически не меняют своего состава и оптических свойств.

Таблица 50

Распределение редких элементов группы железа в породах этапа плагиомигматизации

| Разновидность | Число проб | Co | Ni | Cr | V | Co/Ni | V/Cr |
|--|------------|----------------|-------------|---------------|---------------|-------|------|
| Плагиомигматиты по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам | 6 | 17 13—22 | 57 29—95 | 126 26—230 | 151 52—250 | 0,3 | 1,4 |
| Плагиомигматиты по двушироксено-рогообманковым плагиосланцам | 4 | 12 8—16 | 11 9—12 | 16 4—24 | 102 76—160 | 1,1 | 6,0 |
| Плагиомигматиты по биотито-диопсидово-рогообманковым плагиосланцам | 12 | 8 3—16 | 8 5—13 | 42 4—36 | 97 12—220 | 1,0 | 8,0 |
| Плагиомигматиты по флогопито-диопсидовым плагиосланцам | 2 | 3,4 | 5,3 | 11 | 59 | 0,7 | 6,0 |
| Диопсидо-скаполитовые породы со сфеном (по D ₄) | 3 | 14 10—19 | 23 22—25 | 60 34—76 | 96 51—140 | 0,6 | 2,0 |
| Кварц-диопсидово-скаполитовые породы со сфеном (по E ₁) | 3 | 8 4—13 | 23 12—29 | 66 38—96 | 66 36—98 | 0,4 | 1,2 |
| Кварц-диопсидово-скаполитовые породы со сфеном | 4 | 4,4 1,8—6,5 | 6,5 3—10 | 4,5 1,8—16 | 14,5 8—25 | 0,5 | 3,0 |

Приложение. В числителе — среднее арифметическое значение, в знаменателе — крайние значения содержаний элементов в единичных пробах выборки. Содержание Co, Ni, Cr, V дано в г/т.

Таблица 51

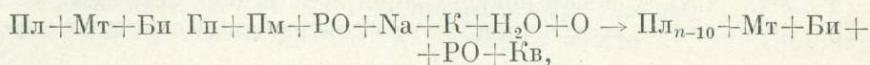
Распределение редких щелочей, бария и стронция в породах этапа плагиомигматизации

| Разновидности | Число проб | Rb | Li | K/Rb | $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ | Ba | Sr | Ba/Sr |
|---|------------|----------------------|--------------------|------|----------------------------|--------------------------|-------------------------|-------|
| Плагиомигматиты по биотито-гиперстеново-роговообманковым пластикам | 6 | $\frac{101}{86-122}$ | $\frac{34}{18-58}$ | 209 | 1,9 | $\frac{1007}{480-1400}$ | $\frac{547}{330-1100}$ | 2,2 |
| Плагиомигматиты по двуцирконово-роговообманковым пластикам | 4 | $\frac{24}{20-28}$ | $\frac{24}{20-30}$ | 548 | 1,4 | $\frac{1375}{1200-1600}$ | $\frac{1037}{950-1100}$ | 1,3 |
| Плагиомигматиты по биотито-диопсидово-роговообманковым пластикам | 12 | $\frac{36}{16-84}$ | $\frac{19}{9-28}$ | 443 | 1,2 | $\frac{1104}{430-1650}$ | $\frac{911}{690-1200}$ | 1,2 |
| Плагиомигматиты по флогопито-диопсидовым пластикам | 2 | 20 | 13 | — | 0,7 | 250 | 510 | 0,5 |
| Диопсидо-скаполитовые породы со сфеном (по Д ₄) | 3 | $\frac{13}{8-22}$ | $\frac{23}{20-26}$ | 495 | 0,7 | $\frac{76}{58-100}$ | $\frac{490}{280-650}$ | 0,2 |
| Кварц-диопсидово-скаполитовые со сфеном породы (по Е ₁) | 3 | $\frac{6}{5-6}$ | $\frac{30}{18-40}$ | 466 | 1,4 | $\frac{100}{35-210}$ | $\frac{215}{96-340}$ | 0,5 |
| Кварц-диопсидово-скаполитовые породы (по Е ₂) | 4 | $\frac{11}{8-14}$ | $\frac{21}{14-26}$ | 556 | 2,9 | $\frac{337}{240-390}$ | $\frac{425}{310-540}$ | 0,8 |

Примечание. Содержание Rb, Li, Ba, Sr дано в г/т.

Более заметны изменения в составе плагиоклаза, основность которого уменьшается в среднем на 10 мол. % Ан.

Главные минералы плагиомигматитов образуют устойчивую пятыминеральную ассоциацию взамен шестиминеральной, характерной для литологического типа основных амфиболсодержащих плагиосланцев. В пределе все эти преобразования могут быть выражены следующей схемой:



осуществление которой возможно при условии повышения химического потенциала щелочей, увеличения давления паров воды (что может быть обусловлено падением температуры) и уменьшения общего давления.

По содержанию редких элементов (табл. 50, 51) плагиомигматиты также обнаруживают большое сходство с исходными кристаллическими сланцами и гнейсами.

Средние значения содержаний редких элементов группы железа в плагиомигматитах в большинстве случаев оказываются ниже, чем в исходных породах, но наблюдаются и обратные соотношения. Так, в плагиомигматитах по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам содержания кобальта и ванадия сохраняются на том же уровне, что и в сланцах, а хрома и никеля — увеличиваются. Скорее всего это связано с появлением в этих плагиомигматитах значительных количеств магнетита (1—2 об. %), активного минерала-концентратора редких элементов группы железа. Содержания других цветных минералов, концентрирующих эти элементы, в породах этапа плагиомигматизации ниже, чем в исходных. Количества кобальта, никеля, хрома и ванадия в диопсидах из плагиомигматитов колеблются примерно в тех же пределах, что и в моноклинных пироксенах кристаллических сланцев и гнейсов, а в роговых обманках всегда меньше содержания этих элементов по сравнению с роговыми обманками плагиосланцев (табл. 52 и 29).

Содержания редких щелочей в плагиомигматитах (см. табл. 51) находятся примерно на том же уровне, что и в исходных породах, или незначительно увеличиваются. В то же время закономерное и постоянное уменьшение K/Rb отношения во всех породах этапа плагиомигматизации (за исключением плагиомигматитов по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам) по сравнению с исходными породами свидетельствует о более интенсивном привносе при плагиомигматизации рубидия, чем его петрогенного аналога — калия. Заметное уменьшение содержания рубидия в плагиомигматитах по биотито-гиперстеново-рогообманковым плагиосланцам ($c=183$ г/т Rb в плагиосланцах и $c=101$ г/т Rb в плагиомигматитах) и незначительное увеличение отношения K/Rb, по-видимому, связаны с разрушением в этом процессе биотита плагиосланцев и уменьшением его количества. Увеличение отношения $\frac{\text{Li} \cdot 1000}{\text{Mg}}$ в плагиомигматитах вполне закономерно, поскольку процесс плагиомигматизации сопровождается выносом магния, количество же литья сохраняется на прежнем уровне.

Содержания бария и стронция в плагиомигматитах варьируют в очень широких пределах (см. табл. 51). В среднем же концентрации бария при плагиомигматизации сдвигаются в сторону более высоких значений, а стронция — обнаруживают колебания

Таблица 52

Содержание редких элементов группы железа в диопсидах и роговых обманках из пород этапа плагиомигматизации, г/т

| Элемент | Диопсиды (5 проб) | Роговая обманка (6 проб) |
|---------|----------------------|--------------------------------|
| Co | 37 14—56 | 38 22—54 |
| Ni | 46 10—110 | 23 13—29 |
| Cr | 96 27—220 | 41 19—60 |
| V | 198 71—400 | 311 220—400 |

в тех же пределах, что и в кристаллических сланцах. Следствием этого является закономерное увеличение в породах этапа плагиомигматизации Ba/Sr отношения.

Таким образом, уже при плагиомигматизации происходит существенное изменение редкоэлементной характеристики пород: уменьшаются содержания редких элементов группы железа, увеличиваются — рубидия и бария, хотя в общем концентрации всех редких элементов обнаруживают очень сильную зависимость от их содержаний в исходных породах.

Мигматиты II этапа

Мигматиты II этапа, типоморфный минерал которых — калиевый полевой шпат, на участках с флогопитовыми проявлениями пользуются очень широким распространением. Так, в районе Эльконской группы флогопитовых месторождений ими занято около 70%, а в Канкунском районе — более половины площади. Мигматитами сложены обширные поля и зоны, размещение которых контролируется определенными тектоническими структурами. Наиболее мощные и протяженные зоны приурочены к кососекущим соскладчатым разрывам. Они прослеживаются вдоль крыльев линейных складок, ориентированы под острым углом к слоистости вмещающих пород и располагаются симметрично относительно осевой плоскости складок. Для них характерно соответствие протяженности мигматитовых зон размерам и форме складок, с которыми они сопряжены, а также ветвление зон в соответствии с законами распределения пустых трещин. Нередко вдоль зон мигматитов наблюдается смещение крыльев складок, причем направление перемещения всегда совпадает с движением масс при складчатых дислокациях. Меньшие по размерам зоны мигматитов располагаются в сингенетических со складчатостью структурах расслоения. Они приурочены к замкам складок, главным образом антиклиналь, и имеют седловидную форму, залегая согласно со слоистостью или пересекая ее под небольшим углом. Еще менее мощными и редко наблюдаемыми являются зоны мигматитов, расположенные поперек простирания вмещающих пород.

Среди мигматизированных сланцев и мигматитов этого этапа различаются все известные морфологические разновидности. Порфировидные мигматиты развиваются по любым породам на начальной ступени мигматизации. Послойные, полосчатые или ленточные мигматиты чаще всего образуются за счет полосчатых биотито-гиперстеновых и гиперстено-роговообманковых плагиосланцев. Ветвистые или сетчатые мигматиты возникают преимущественно при мигматизации более массивных существенно роговообманковых плагиосланцев, но нередко захватывают и другие породы, особенно на периферии зон разломов. Глыбовые мигматиты образуются за счет массивных диопсидовых сланцев. Кроме того, в массивных диопсидовых сланцах встречаются мигматиты, для которых предложено название «гнездовых». Они, на первый взгляд, весьма сходны с глыбовыми мигматитами. Отличие заключается в том, что гранитоидный материал в них располагается в виде сближенных гнезд почти изометричной формы. Гнезда окаймлены меланократовыми полосами, сложенными главным образом роговой обманкой и широксеном. Эти меланократовые полосы из-за сближенности гранитоидных гнезд сливаются друг с другом, образуя в мигматите очень своеобразные и прихотливые прожилковидные выделения, не подчиняющиеся ни одной из систем трещин.

Временные соотношения мигматитов II и I этапов определяются совершенно четко развитием сетчатых и глыбовых мигматитов II этапа по роговообманковым плагиомигматитам и диопсидо-скаполитовым полосчатым породам, образующимся на этапе плагиомигматизации.

Зональность в мигматитах II этапа более отчетлива, чем в плагиомигматитах. Помимо обычной для мигматитов обоих этапов зональности,

характеризующей постепенный переход между кристаллическими сланцами и теневыми мигматитами через зоны мигматизированных сланцев и мигматитов с реликтами сланцев, иногда наблюдается зональность другого рода. Между мигматитами и сланцами в этом случае появляются зона своеобразных меланократовых пород и зона светло-серых существенно плагиоклазовых или скаполитовых пород, подобных породам этапа плагиомигматизации. В кварцево-диопсидовых сланцах и гнейсах на внешнем фронте мигматизации развиваются скаполит, волластонит и гранат.

Минералогические преобразования при мигматизации этого этапа, как и при плагиомигматизации, являются типичными для метасоматических процессов (Петрова, Пожарицкая, 1970). Они начинаются со структурной перестройки — гранобластовая структура кристаллических сланцев сменяется ксенобластовой, происходит раскисление плагиоклаза, уменьшается число и количество цветных минералов. Затем в большом объеме появляются калиевый полевой шпат и кварц. В результате теневые мигматиты, возникающие в тыловых зонах колонки мигматизации, характеризуются меньшим разнообразием минерального состава, чем исходные сланцы и плагиомигматиты. Они представляют собой лейко-кратовые розовато-серые, желтовато-розовые, неясно-полосчатые, гнейсовидные, порфировидные, иногда пегматитоподобные породы, сложенные калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кварцем и одним из цветных минералов: диопсидом, роговой обманкой или биотитом.

Таблица 53

Минеральный состав теневых мигматитов II этапа на Эльконской группе флогопитовых месторождений (в % площади шлифа)

| Разновидности мигматитов | Колич. шлифов | Калишпат | Плагиоклаз | Кварц | Биотит | Роговая обманка | Диопсид | Магнетит | Прочие |
|--------------------------|---------------|----------|------------|-------|--------|-----------------|---------|----------|--------|
| Биотитовые | 7 | 33,4 | 46,5 | 18,8 | 1,7 | — | — | 0,4 | — |
| Роговообманковые . . . | 11 | 48,2 | 28,4 | 19,9 | — | 2,1 | — | 0,8 | 0,6 |
| Диопсидовые | 4 | 64,0 | 19,0 | 10,0 | — | — | 6,0 | 0,6 | 0,4 |

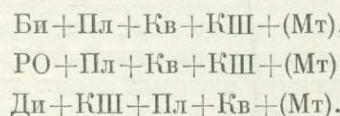
Обязательно присутствует магнетит (табл. 53). Аксессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, сfenом, цирконом. Разнообразие минеральных разновидностей мигматитов этого этапа, как и плагиомигматитов, в значительной мере обусловлено влиянием минерального состава исходных пород. Так, биотитовые мигматиты образуются преимущественно за счет гиперстенсодержащих плагиосланцев (группа Б), роговообманковые — за счет роговообманковых плагиосланцев (литологические группы В и Г), а диопсидовые — за счет диопсидовых плагиосланцев и плагиогнейсов (группы Д и Е). Но имеются и исключения. Сравнительно часто можно наблюдать развитие диопсидовых мигматитов по диопсидороговообманковым и двупирексено-роговообманковым плагиосланцам, особенно если они образуют маломощные прослои внутри «продуктивных» горизонтов или вблизи них. В связи с этим в районах флогопитовых месторождений диопсидовые мигматиты имеют самое широкое распространение. Отмечаются также случаи развития роговообманковых мигматитов по диопсидовым и биотитовым по роговообманковым мигматитам. И роговая обманка и биотит в этих случаях имеют четко выраженный наложенный характер.

Количественные соотношения салических минералов — калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца — в мигматитах * теснейшим обра-

* Имеются в виду теневые мигматиты. Слово «теневые» здесь и в дальнейшем не употребляется.

зом связаны с присутствием в них того или иного цветного минерала (см. табл. 53), а следовательно, с составом субстрата. Биотитовые мигматиты характеризуются самыми высокими содержаниями плагиоклаза, причем количественно плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом. В роговообманковых мигматитах калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом. В диопсидовых мигматитах отмечаются самые низкие содержания кварца и самые высокие калиевого полевого шпата. В отдельных пробах диопсидовых мигматитов плагиоклаз может отсутствовать. В этом случае наряду с диопсидом в породе появляется роговая обманка, находящаяся в равновесной ассоциации с другими породообразующими минералами.

Из изложенного следует, что минеральные составы теневых мигматитов II этапа представлены следующими главными равновесными ассоциациями:



В химическом составе мигматитов II этапа концентрации всех главных компонентов изменяются в широких пределах (табл. 54). Тем не менее по содержаниям SiO_2 , MgO , CaO и K_2O между выделенными минералогическими разновидностями мигматитов обнаруживаются некоторые различия. Самые высокие содержания MgO , CaO и K_2O отмечаются в диопсидовых мигматитах, самые низкие — в биотитовых; роговообманковые мигматиты занимают промежуточное положение.

Сопоставление химического состава исходных кристаллических сланцев и возникших за их счет мигматитов II этапа позволяет выявить ряд особенностей химизма процесса мигматизации (рис. 22). Все мигматиты по сравнению со сланцами оказываются обогащенными кремнекислотой и калием и обедненными основаниями и глиноземом. Химическая направленность мигматизации II этапа выражена четче мигматизации I этапа. В этом процессе еще больше выравнивается состав пород; они характеризуются меньшими вариациями состава, чем исходные. В то же время симбатность вариационных графиков содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO в сланцах и теневых мигматитах (см. рис. 20) свидетельствует о том, что в данном случае влияние состава исходных пород на состав мигматитов сохраняется на всю глубину метасоматической проработки субстрата.

Калиевый полевой шпат в мигматитах II этапа является главным породообразующим минералом. Большинство его зерен крупнее зерен всех остальных минералов мигматитов. Они имеют изометричные или неправильные очертания и мелкозубчатые (сугурные) границы срастания. Отсутствие характерной микроклиновой решетки, очень низкие значения рентгеновской триклининости (табл. 55) и обилие микроперититовых вростков позволяют диагностировать его как ортоклаз-микро-

Химический состав

| Разновидности | Число проб | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO |
|------------------|------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|
| Биотитовые | 9 | 72,00 | 0,45 | 13,57 | 1,13 | 0,91 |
| | | 68,82—75,52 | 0,20—0,74 | 12,45—15,89 | 0,43—3,42 | 0,29—2,05 |
| Роговообманковые | 9 | 68,63 | 0,52 | 14,45 | 1,86 | 1,34 |
| | | 63,62—71,62 | 0,40—0,86 | 13,67—16,38 | 1,36—2,70 | 0,58—3,16 |
| Диопсидовые | 18 | 68,08 | 0,35 | 14,20 | 1,37 | 1,12 |
| | | 55,74—74,62 | сл.—0,74 | 12,91—17,34 | 0,10—1,62 | 0,14—3,07 |

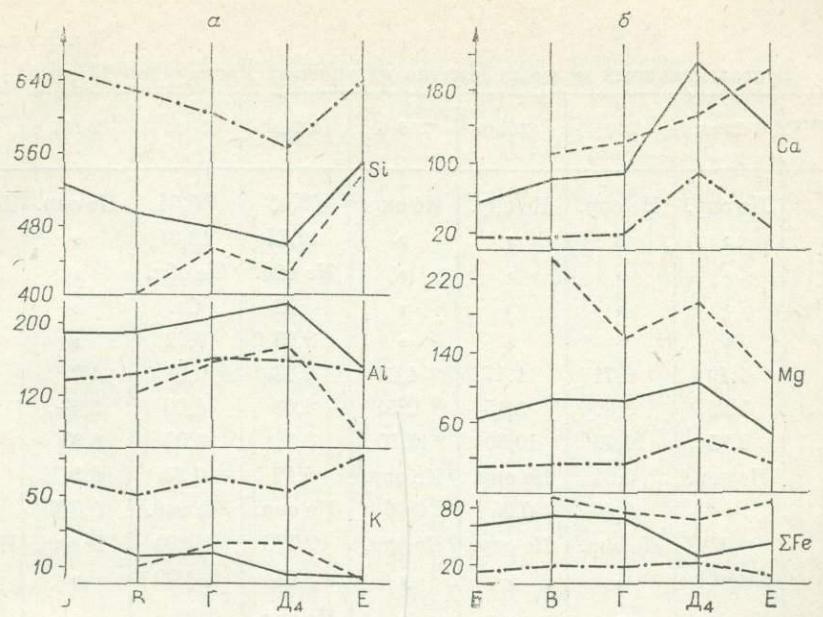


Рис. 22. Вариационные графики содержаний Si, Al, K, Ca, Mg, Σ Fe в плагиосланцах (сплошная линия), теневых мигматитах II этапа (штрих-пунктирная линия) и базификатах (штриховая линия).

По абсциссе обозначения см. рис. 19; по ординатам — формулльные коэффициенты по роду, рассчитанные по кислородному методу Т. Барта.

пертит. Химические анализы ортоклаз-микропертидов показывают, что количество альбитовой составляющей в них всегда превышает 20% и изменяется в очень широких пределах: от 23 до 48% (см. табл. 55). Количество анортитовой составляющей изменяется от 4 до 8%. Наиболее «чистые» (с самым высоким содержанием ортоклазовой компоненты) калиевые полевые шпаты характерны для роговообманковых мигматитов.

Плагиоклаз в мигматитах образует более мелкие зерна, чем калиевый полевой шпат. Как правило, они представляют собой полисинтетические двойники. Преобладает двойникование по альбитовому закону. Замеры номера плагиоклаза на федоровском столике зональным методом и по двойникам показали, что в любой из разновидностей мигматитов он относится к олигоклазам с 21—30% анортитовой составляющей. Иногда в мигматитах, чаще всего в биотитовых, на контакте зерен плагиоклаза и калиевого полевого шата можно наблюдать появление в плагиоклазе мелких мирмекитовых вростков кварца.

Для кварца мигматитов характерно крайне неравномерное распределение. Он образует линзовидные или прожилковидные скопления.

Таблица 54

мигматитов II этапа

| MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П. п. п. |
|----------|-----------|------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------|
| 0,01 | 0,81 | 1,92 | 3,30 | 4,82 | 0,11 | 0,55 |
| сл.—0,03 | 0,30—1,40 | 1,05—3,50 | 2,48—4,05 | 3,49—6,14 | 0,02—0,21 | 0,22—0,85 |
| 0,03 | 1,02 | 2,94 | 3,74 | 4,65 | 0,18 | 0,60 |
| сл.—0,06 | 0,52—2,17 | 1,88—4,32 | 2,03—4,59 | 2,80—7,92 | сл.—0,46 | 0,22—0,92 |
| 0,04 | 1,11 | 4,19 | 3,36 | 5,28 | 0,11 | 0,61 |
| сл.—0,08 | 0,31—2,98 | 0,87—11,86 | 1,76—5,87 | 3,07—7,40 | 0,02—0,40 | 0,18—0,99 |

Таблица 55

Состав калиевых полевых шпатов из теневых мигматитов II этапа

| Компоненты | I-Кпш | 243 | 246-р | 246-б | 2-140 | 2-152 | 2-164 | 245 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 65,05 | 65,54 | Не опр. | Не опр. |
| Al ₂ O ₃ | » | » | » | » | 19,74 | 18,81 | » | » |
| Fe ₂ O ₃ | » | » | » | » | Не обн. | Не обн. | » | » |
| FeO | » | » | » | » | 0,03 | Сл. | » | » |
| MgO | » | » | » | » | 0,09 | 0,02 | » | » |
| CaO | 1,49 | 0,71 | 1,47 | 1,01 | 0,78 | 0,96 | 0,97 | 1,10 |
| Na ₂ O | 3,75 | 3,30 | 3,15 | 2,51 | 4,03 | 4,60 | 5,63 | 3,68 |
| K ₂ O | 8,75 | 10,76 | 10,60 | 12,10 | 9,70 | 9,06 | 8,38 | 9,75 |
| BaO | Не опр. | 0,64 | Не опр. | Не опр. | 0,49 | 0,39 | 0,31 | 0,35 |
| SrO | » | 0,48 | 0,05 | 0,06 | Не опр. | Не опр. | 0,076 | 0,04 |
| Rb ₂ O | 0,0351 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,0263 | 0,0290 | Не опр. | Не опр. |
| Li ₂ O | 0,0011 | » | » | » | 0,0017 | 0,0029 | » | » |
| П. п. п. | Не опр. | » | » | » | Не опр. | 0,30 | » | » |
| Сумма | | | | | 99,94 | 99,71 | | |
| Орт | 55 | 66 | 64 | 72 | 59 | 54 | 47 | 60 |
| Аб | 37 | 30 | 29 | 23 | 37 | 41 | 48 | 34 |
| Ан | 8 | 4 | 7 | 5 | 4 | 5 | 5 | 6 |
| Δρ | Не опр. | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,2 | 0,1 | 0,1—0,2 | 0,1 |

Примечание. I—I кпш — калиевый полевой шпат из биотитового мигматита; 243, 246-р, 246-б — из роговообманковых мигматитов; 2—140, 2—152, 2—164 и 245 — из диопсидовых мигматитов; Δρ — рентгеновская триклининость.

Его мелкие зерна очень часто бывают включены в краевые и части крупных кристаллов калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза. Отмечаются также его сростки с мелкочешуйчатым биотитом, роговой обманкой и мирамекитовые вrostки в плагиоклазе.

Диопсид является самым распространенным цветным минералом в мигматитах II этапа Алданской флогопитоносной провинции. Он образует равномерно распределенные в породе удлиненные зерна, окрашенные в темно-зеленый цвет. В шлифах они обладают четко выраженным плеохроизмом: $Ng \geq Nm \geq Np$; $cNg = 47-50^\circ$; $2V_{Ng} = 63-67^\circ$. Несмотря на значительные вариации химического состава (табл. 56), диопсиды мигматитов по сравнению с клинопироксенами исходных сланцев гранулитовой фации (в среднем) содержат больше кремнекислоты, трехвалентного железа и натрия и меньше — алюминия в четверной координации, магния и кальция. Особенности химического состава пироксенов в данном случае хорошо согласуются с химической направленностью процесса мигматизации, сопровождающегося привносом кремнезема и щелочей и выносом оснований.

Роговая обманка мигматитов II этапа обладает ясным плеохроизмом от зеленого и синевато-зеленого ||Ng до зеленовато-желтого ||Np и следующими значениями оптических констант (в пробе 239): $2V_{Ng} = 64^\circ$, $n_p = 1,684$, $n_m = 1,672$, $n_g = 1,664$. В химическом составе роговых обманок (табл. 57) отразились особенности химической направленности процесса мигматизации основных кристаллических сланцев. По сравнению с роговыми обманками исходных сланцев и плагиомигматитов в формульной единице роговых обманок мигматитов II этапа больше Si и OH и меньше Al^{IV}; при сохранении общего количества железа на одном уровне

Таблица 56

Химический состав клинопироксенов из темевых мигматитов II этапа

| Компоненты | Номер пробы | | | | Компоненты | Номер пробы | | | |
|--------------------------------|-------------|---------|-------|-------|---|-------------|-------|------|------|
| | 153 | 2-152 | 242 | 245 | | 153 | 2-152 | 242 | 245 |
| SiO ₂ | 51,10 | 51,06 | 51,46 | 50,34 | <i>Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и коэффициент железистости</i> | | | | |
| TiO ₂ | 0,34 | 0,07 | 0,54 | 0,42 | Si | 1,96 | 1,94 | 1,96 | 1,90 |
| Al ₂ O ₃ | 2,60 | 1,26 | 1,75 | 2,28 | Al ^{IV} | 0,12 | 0,06 | 0,04 | 0,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,43 | 5,10 | 6,06 | 7,14 | Ti | — | — | 0,01 | 0,01 |
| FeO | 11,13 | 6,32 | 5,83 | 5,46 | Al ^{VI} | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 |
| MnO | 0,47 | 0,38 | 0,31 | 0,24 | Fe ³⁺ | 0,07 | 0,14 | 0,17 | 0,20 |
| MgO | 11,40 | 12,10 | 12,63 | 13,10 | Fe ²⁺ | 0,35 | 0,20 | 0,18 | 0,17 |
| CaO | 19,96 | 22,23 | 19,91 | 20,18 | Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — |
| Na ₂ O | Не опр. | 0,54 | 0,72 | 0,75 | Mg | 0,65 | 0,68 | 0,72 | 0,74 |
| K ₂ O | » | 0,26 | 0,08 | 0,06 | Ca | 0,82 | 0,92 | 0,82 | 0,82 |
| П. п. п. | » | Не опр. | 0,64 | — | Na | — | 0,04 | 0,05 | 0,06 |
| Сумма | 99,43 | 100,22 | 99,93 | 99,96 | K | — | 0,01 | — | — |
| | | | | | Fe | 39,5 | 33,7 | 33,5 | 33,7 |

Примечание. 153 и 2-152 — диопсидовые мигматиты из Канкунского флогопитоносного поля. 242 и 245 — диопсидовые мигматиты из Эльконского флогопитоносного поля.

обнаруживается увеличение содержаний Fe³⁺ за счет Fe²⁺, т. е. значительно возрастает коэффициент окисленности (K_{ок}). Среднее значение K_{ок} в роговых обманках из сланцев равно 0,24, из мигматитов 0,37.

Биотит образует таблитчатые зерна, ориентированные в одном направлении. Реже отмечаются чешуйчатые агрегаты его мелких зерен, по форме напоминающие кристаллы гиперстена. Эти скопления всегда содержат кварц. Плеохроизм у биотита резкий, в коричневых или красновато-коричневых тонах; n_m=1,649±0,001. В химическом составе биотитов (табл. 58) наблюдаются закономерные отличия от биотитов исходных кристаллических сланцев: в формульной единице биотитов из мигматитов фиксируются более высокие содержания Si и более низкие — Al^{IV} и Al^{VI}, отмечается также некоторое увеличение в среднем содержания Fe³⁺ за счет уменьшения Fe²⁺.

Таблица 57

Химический состав роговых обманок из темевых мигматитов II этапа Эльконского флогопитоносного поля

| Проба | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | F | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | П. п. п. | Сумма с поправкой на F |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------|-------------------------------|-------------------------------|----------|------------------------|
| 243 | 43,72 | 2,15 | 8,88 | 7,42 | 9,56 | 0,24 | 11,95 | 11,02 | 1,34 | 1,46 | 0,75 | 1,60 | 1,60 | Не опр. | 99,78 |
| 239 | 45,80 | 1,95 | 8,75 | 6,21 | 10,58 | 0,16 | 11,72 | 10,94 | 1,62 | 1,20 | 0,61 | Не опр. | Не опр. | 1,16 | 99,84 |

Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов)

| Проба | Si | Al ^{IV} | Ti | Al ^{VI} | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mn | Mg | Ca | Na | K | Fe | OH |
|-------|------|------------------|------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| 243 | 6,51 | 1,49 | 0,24 | 0,07 | 0,82 | 1,19 | 0,02 | 2,66 | 1,75 | 0,38 | 0,28 | 0,37 | 1,59 |
| 239 | 6,71 | 2,29 | 0,22 | 0,22 | 0,68 | 1,30 | 0,02 | 2,56 | 1,72 | 0,45 | 0,22 | 0,28 | 1,14 |

Таблица 58

Химический состав биотитов из теневых мигматитов II этапа Эльконского флогопитоносного поля

| Компоненты | Номер пробы | | | Компоненты | Номер пробы | | |
|--------------------------------|-------------|---------|---------|--|-------------|---------|---------|
| | 233 | Б-78-69 | Б-80-69 | | 233 | Б-78-69 | Б-80-69 |
| SiO ₂ | 37,44 | 39,71 | 37,59 | Формульные коэффициенты (расчет на 7 катионов) и коэффициент жесткости | 2,84 | 2,93 | 2,85 |
| TiO ₂ | 4,33 | 3,80 | 3,69 | | 1,16 | 1,07 | 1,15 |
| Al ₂ O ₃ | 13,89 | 12,88 | 13,75 | | 0,25 | 0,21 | 0,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,74 | 1,92 | 3,67 | Al ^{VI} | 0,08 | 0,05 | 0,07 |
| FeO | 15,98 | 11,14 | 12,75 | Fe ³⁺ | 0,04 | 0,10 | 0,21 |
| MnO | 0,42 | 0,07 | 0,11 | Fe ²⁺ | 1,01 | 0,69 | 0,80 |
| MgO | 14,36 | 17,85 | 15,18 | Mn | — | — | — |
| CaO | 0,82 | 0,38 | 0,46 | Mg | 1,62 | 1,95 | 1,71 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,34 | 0,30 | Ca | 0,06 | 0,02 | 0,03 |
| K ₂ O | 9,06 | 9,87 | 9,27 | Na | 0,02 | 0,05 | 0,04 |
| H ₂ O [±] | 1,16 | 1,27 | 2,02 | K | 0,88 | 0,93 | 0,90 |
| F | 1,90 | 1,12 | 1,12 | F | 0,46 | 0,27 | 0,27 |
| П. п. п. | — | — | — | OH | 0,59 | 0,63 | 1,01 |
| Попр. на F | 0,80 | 0,47 | 0,47 | χ _{Fe} | 0,39 | 0,28 | 0,37 |
| Сумма . . | 99,40 | 99,88 | 99,44 | | | | |

Примечание. 233 — мелкозернистый биотитовый мигматит, правый берег рч. Белиберды; Б-78-69 и Б-80-69 — среднезернистые биотитовые мигматиты.

Характерно, что изменения химического состава цветных минералов из мигматитов (диопсидов, роговых обманок и биотитов) по сравнению с составом аналогичных минералов из исходных сланцев гранулитовой фации во многом однотипны и согласуются с химической направленностью процесса мигматизации. Кристаллизующиеся в мигматитах цветные минералы по своим свойствам и составу обнаруживают большое сходство с цветными минералами, характерными для парагенезисов амфиболитовой фации метаморфизма (Костюк, 1970; Ушакова, 1971).

Магнетит всегда присутствует во всех разновидностях мигматитов II этапа, пространственно ассоциируя с цветными минералами. В шлифах проб-протолочек количество его составляет сотни и тысячи граммов на тонну. Размеры его зерен неправильной и изометричной формы не превышают 0,3—0,4 мм. Результаты химического анализа магнетитов из двух проб мигматитов приведены в табл. 59.

С учетом возможных примесей для проанализированных магнетитов рассчитаны кристаллохимические формулы:

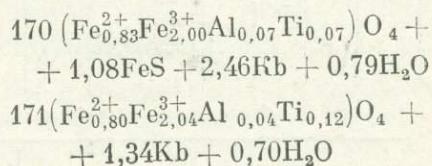


Таблица 59
Химический состав магнетитов из мигматитов II этапа, вес. %

| Компоненты | Проба 170 | Проба 171 |
|--------------------------------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 2,46 | 1,34 |
| TiO ₂ | 2,32 | 4,00 |
| Al ₂ O ₃ | 1,38 | 0,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 66,57 | 68,16 |
| FeO | 25,06 | 24,35 |
| MnO | 0,45 | 0,13 |
| MgO | Сл. | Не обн. |
| CaO | » | Сл. |
| H ₂ O ⁺ | 0,79 | 0,70 |
| H ₂ O ⁻ | 0,50 | 0,40 |
| S | 0,29 | 0,05 |
| Сумма с поправкой на S | 99,70 | 99,90 |

Высокое содержание титана, по-видимому, обусловлено присутствием вростков ильменита, а глинозема — вростков шпинели, подобно тому, как это установлено для магнетитов кри-

сталических сланцев. Ильменит встречается также в отдельных протолочках в виде самостоятельных мелких зерен.

В диопсидовых мигматитах, развивающихся за счет диопсидовых плагиосланцев и плагиогнейсов, в заметном количестве присутствуют также линзовидные зерна темно-бурового сфена. В других мигматитах отмечаются единичные мелкие зерна светло-бурового сфена неправильной формы. Циркон и апатит присутствуют в шлифах проб-протолочек всех мигматитов. Циркон наблюдается в двух разновидностях. Первая представлена мелкими (0,1—0,3 мм) призматическими, несколько округлыми зернами гиацинтового типа с удлинением 1,5—2 розового и серовато-розового цвета. Возможно, это реликтовый циркон. Вторая разновидность характеризуется более крупными (0,5—1,5 мм) призматическими зернами цирконового типа. Апатит наблюдается в виде мелких (0,1—0,3 мм) округлых или гексагонально-призматических зерен голубовато-серого и иногда розоватого цвета.

При изучении распределения редких элементов в мигматитах II этапа выявлены большие вариации их содержаний в отдельных пробах (табл. 60).

Средние уровни и пределы колебания содержаний кобальта, никеля, хрома и ванадия и их соотношений в разных мигматитах очень близки между собой, так что по этим элементам выделенные разновидности мигматитов не различаются. По сравнению с исходными кристаллическими сланцами в мигматитах в среднем в 3,4 раза меньше кобальта и никеля, а их соотношения сохраняются на прежнем уровне. Хрома меньше примерно в 6—10 раз, а ванадия — в 4—5 раз. В связи с этим отношение V/Gr в мигматитах по сравнению со сланцами возрастает. Отмеченные особенности свидетельствуют о том, что при мигматизации II этапа из основных кристаллических сланцев происходит интенсивный вынос всех редких элементов группы железа, особенно интенсивно выносится хром. В отличие от мигматитов I этапа не обнаруживается зависимости содержания этих элементов от их концентраций в исходных породах. Подтверждением этому является отсутствие симбатности вариационных графиков содержаний кобальта и никеля в мигматитах и соответствующих им кристаллических сланцев (рис. 23), пробы

Таблица 60

| Разновидности миг- матитов | 90 ⁹² никель и хром | Co | Ni | Co/Ni | Cr | V | V/Cr | Rb | K/Rb | Li | $\frac{Li \cdot 100}{Mg}$ | Ba | Sr | Ba/Sr |
|-------------------------------|--------------------------------------|--------------------|------------------|-----------------------|-------------------|--------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------|---------------------------|--------------------------|-----------------------|------------------------|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Биотитовые | 5 | $\frac{5}{1-13}$ | $\frac{7}{2-12}$ | $\frac{0,7}{0,4-1,1}$ | $\frac{11}{2-29}$ | $\frac{30}{10-58}$ | $\frac{3,6}{1,6-8,7}$ | $\frac{196}{162-232}$ | $\frac{248}{194-240}$ | $\frac{11}{8-13}$ | $\frac{3,7}{1,5-7,0}$ | $\frac{1675}{1300-2100}$ | $\frac{225}{110-340}$ | $\frac{10}{4-14}$ |
| Роговообманковые | 8 | $\frac{5}{1,6-10}$ | $\frac{5}{4-6}$ | $\frac{1,0}{0,3-2,2}$ | $\frac{7}{3-9}$ | $\frac{38}{10-60}$ | $\frac{5,5}{1,8-9,5}$ | $\frac{146}{136-160}$ | $\frac{269}{251-285}$ | $\frac{14}{9-16}$ | $\frac{3,3}{2,2-5,1}$ | $\frac{4190}{690-1400}$ | $\frac{256}{100-360}$ | $\frac{4,9}{1,9-14,0}$ |
| Диопсидовые | 14 | $\frac{3}{1-6}$ | $\frac{5}{2-14}$ | $\frac{0,7}{0,2-1,6}$ | $\frac{8}{2-20}$ | $\frac{30}{7-58}$ | $\frac{3,8}{1,0-6,0}$ | $\frac{130}{90-483}$ | $\frac{342}{272-515}$ | $\frac{14}{2-30}$ | $\frac{1,7}{0,9-5,5}$ | $\frac{2030}{910-3900}$ | $\frac{360}{250-540}$ | $\frac{5,7}{2,3-7,5}$ |

Примечание. Для Rb и Li в диопсидовых мигматитах результаты приведены по 9 пробам; для Ba и Sr — по 12 пробам. Содержание всех элементов дано в г/т.

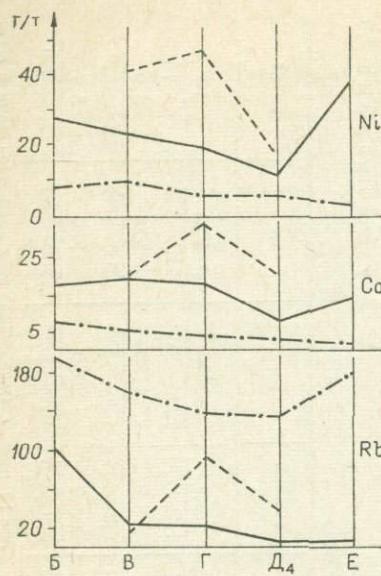


Рис. 23. Вариационные графики содержания редких элементов в пластишлансцах (сплошная линия), в мигматитах II этапа (штрих-пунктирная линия) и в базифи-катах (штриховая линия).

По абсциссе обозначения см. рис. 19; по ординатам—содержание элементов г/т.

вообманковым и далее к диопсидовым содержания рубидия в пробах уменьшаются, а K/Rb отношения увеличиваются (см. табл. 60). По-видимому, возрастание щелочности среди минералообразования снижает интенсивность накопления рубидия относительно калия в формирующихся диопсидовых мигматитах. Поскольку исходный состав сланцев влияет на формирование парагенезисов мигматитов, тем самым опосредованно, через изменение щелочности гранитизирующих растворов, он оказывает влияние и на содержание в мигматитах рубидия (см. рис. 23).

Для другой редкой щелочи — лития — в мигматитах II этапа характерны очень низкие содержания. Сопоставление со сланцами показывает, что этот элемент в процессе мигматизации весьма интенсивно выносится, хотя и менее интенсивно, чем его петрогенический аналог — магний; по сравнению со сланцами отношение $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ в мигматитах увеличивается. Как и для K/Rb, для отношения $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ обнаруживается некоторая зависимость от щелочности мигматитовых парагенезисов: в наи-

которых отбирались при прослеживании пластов сланцев в поля и зоны сплошной мигматизации.

Как и в других генетических группах пород, в мигматитах II этапа концентраторами кобальта, никеля, хрома и ванадия являются цветные породообразующие минералы и магнетит. При этом наиболее высокие содержания хрома и ванадия фиксируются в магнетите, а кобальта и никеля — в биотите (табл. 61).

Содержания рубидия в мигматитах II этапа (см. табл. 60) на порядок и более выше его концентраций в исходных кристаллических сланцах, т. е. при мигматизации основных кристаллических сланцев осуществляется интенсивный привнос этого элемента. В то же время мигматиты по сравнению с кристаллическими сланцами характеризуются относительно низкими значениями K/Rb отношения. Из этого следует, что в процессе мигматизации, который сопровождается привносом обоих этих элементов, рубидий накапливается в кристаллизующихся парагенезисах активнее, чем его петрогенический аналог — калий. По мере возрастания щелочности гранитоидных парагенезисов от биотитовых мигматитов к рогово-

$$\frac{Li \cdot 1000}{Mg} \text{ в мигматитах увеличивается. Как и для K/Rb, для отношения } \frac{Li \cdot 1000}{Mg} \text{ обнаруживается некоторая зависимость от щелочности мигматитовых парагенезисов: в наи-}$$

Таблица 61

Содержание (г/т) редких элементов группы железа и их соотношения в минералах мигматитов II этапа

| Минерал | Число проб | Co | Ni | Co/Ni | Cr | V | V/Cr |
|-----------------|------------|----|----|-------|-----|------|------|
| Биотит | 1 | 53 | 75 | 0,7 | 130 | 440 | 3,4 |
| Роговая обманка | 3 | 27 | 13 | 2,1 | 15 | 186 | 12 |
| Диопсид | 3 | 24 | 21 | 1,4 | 29 | 213 | 9,6 |
| Магнетит | 2 | 31 | 35 | 1,0 | 145 | 2700 | 19 |

более высокощелочном парагенезисе диопсидовых мигматитов выявлены самые низкие значения этого отношения.

Весьма специфическими в мигматитах II этапа оказываются закономерности распределения таких редких элементов, как барий и стронций. Средние содержания бария во всех разновидностях мигматитов в 1,5 и более раз превышают кларки этого элемента, установленные разными исследователями для гранитоидных пород (Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961). Наиболее высокие концентрации бария фиксируются в отдельных пробах диопсидовых мигматитов, так как они отличаются самыми высокими содержаниями калиевого полевого шпата — основного минерала-концентратора и носителя бария в гранитоидных породах. Концентрации бария в калиевых полевых шпатах изученных мигматитов колеблются в пределах 0,3—0,5% BaO (см. табл. 55).

Бария в мигматитах значительно больше, чем в исходных породах. При этом концентрация бария в мигматитах не обнаруживает зависимости от его содержания в исходных породах (табл. 62).

Особенности распределения стронция в мигматитах II этапа во многом оказываются противоположными особенностям распределения бария. Прежде всего его содержания достаточно близки к кларкам стронция в гранитоидах (Бурков, 1964); кроме того они значительно ниже содержаний этого элемента в исходных породах. Следовательно, в противоположность барию стронций при мигматизации выносится, причем его концентрация в мигматитах также не зависит от таковой в исходных сланцах (см. табл. 62). Противоположность тенденций в поведении бария и стронция в процессе мигматизации является причиной резкого увеличения Ba/Sr отношения в мигматитах по сравнению со сланцами.

Изучение мигматитов II этапа показало, что, несмотря на большое сходство между собой по внешнему облику и набору породообразующих минералов, они заметно различаются по количественным минеральным соотношениям. Среди них четко выделяются три петрографические разновидности: диопсидовые, роговообманковые и биотитовые мигматиты. Каждая из разновидностей представляет равновесную парагенетическую ассоциацию из пяти минералов. Все ассоциации с учетом состава породообразующих минералов типичны для условий амфиболитовой фации, из чего следует, что процесс мигматизации регрессивен по отношению к исходным основным кристаллическим сланцам федоровской свиты.

Поскольку образование всех разновидностей мигматитов происходило под воздействием одних и тех же гранитизирующих растворов в одинаковых термодинамических условиях, можно полагать, что образование той или иной разновидности мигматитов определяется щелочностью среды минералообразования. Д. С. Коржинским (1946) было показано, что смена гранитных парагенезисов от Bi+Pl+KSh через PO+Pl+KSh к Di+(Pl)+KSh обусловлена возрастанием в этом направлении химических потенциалов щелочей. Ранее отмеченная зависимость минерального состава мигматита от состава исходной породы свидетельствует о том, что повышение щелочности при переходе от одних разновидностей

Таблица 62

Сопоставление содержаний бария и стронция в кристаллических сланцах и в развитых по ним теневых мигматитах

| Элемент, г/т | Порода | Литологическая группа и разновидность | | | | | |
|--------------|-----------|---------------------------------------|------|------|----------------|----------------|------|
| | | Б | В | Г | Д ₁ | Д ₄ | Е |
| Ba | Сланцы | 865 | 603 | 638 | 869 | 58 | 86 |
| | Мигматиты | 2700 | 1075 | 1685 | 1259 | 830 | 2567 |
| Sr | Сланцы | 445 | 764 | 995 | 459 | 536 | 357 |
| | Мигматиты | 335 | 293 | 422 | 575 | 270 | 473 |

мигматитов к другим обусловлено составом замещаемых пород. В соответствии с принципом взаимного усиления оснований при взаимодействии раствора с основными породами щелочность его увеличивается в большей степени, чем при взаимодействии с кислыми. Наиболее основными в составе федоровской свиты являются богатые магнием и кальцием диопсидовые сланцы (группа Д). Естественно, что к пачкам с преобладанием этих пород приурочены диопсидовые мигматиты. К наименее основным породам относятся гиперстеновые плагиосланцы; среди них преобладают биотитовые мигматиты. Таким образом, влияние замещаемых пород на состав и парагенезис теневых мигматитов оказывается опосредованным (через химические потенциалы щелочей в мигматизирующих растворах).

Мигматизация характеризуется интенсивным обменом вещества. Из всех основных кристаллических сланцев и гнейсов федоровской свиты выносятся основания и глиноzem и привносятся кремнезем и калий. По мере усиления интенсивности процесса состав теневых мигматитов приближается к составу гранита. В целом мигматизация приводит к выравниванию состава пород по сравнению с разнообразием, свойственным кристаллическим сланцам. Но даже в тыловых зонах мигматизации состав мигматитов сохраняет некоторую зависимость от состава исходных пород.

Геохимической особенностью процесса мигматизации является интенсивный вынос большинства редких элементов. Выносятся как элементы, геохимически связанные с основаниями (cobальт, никель, хром, ванадий, стронций), так и элементы, которые считаются «гранитными», в частности литий. Существенно накапливаются в мигматитах рубидий и барий — кристаллохимические аналоги калия. Содержания редких элементов в мигматитах в большинстве случаев не обнаруживают зависимости от их концентраций в исходных породах. Лишь для редких щелочей: рубидия и лития — устанавливается опосредованное влияние исходных пород (через изменение щелочности гранитизирующих растворов).

БАЗИФИКАТЫ

Явления базификации, сопряженные с процессами гранитизации, впервые были выделены и геохимически изучены Д. Л. Рейнольдс (Менерт, 1971). На широкое развитие базификации на Алданском кристаллическом щите в областях интенсивного ультраметаморфизма первым обратил внимание Н. Г. Судовиков (Судовиков, 1956; Судовиков и др., 1962; Другова и др., 1959). Н. Г. Судовиков считал также, что эти явления лежат в основе формирования Алданских флогопитовых и магнетитовых месторождений. Однако это утверждение вызвало возражение у большинства геологов, так как противоречило установленным фактам постоянной приуроченности всех месторождений флогопита к определенным литологическим разновидностям пород, занимающих к тому же в стратиграфическом разрезе строго закономерное положение. Противоречие геологическим наблюдениям стало причиной того, что некоторые исследователи стали вообще сомневаться в существовании образований так называемого «основного фронта».

Крупномасштабное картирование и комплексные минералого-геохимические исследования на флогопитовых месторождениях Канкунской и Эльконской групп позволили выявить здесь довольно широкое развитие меланократовых пород. Эти породы формируются в толще основных кристаллических сланцев федоровской свиты сопряженно с мигматитами и по своим особенностям являются типичными представителями процесса базификации, «основным фронтом» в понимании Д. Л. Рейнольдс. Названы такие образования базификатами.

В отличие от мигматитов базификаты развиты менее широко и более четко локализованы. Они наблюдаются преимущественно в краевых частях полей и зон мигматизации. По форме базификаты делятся на порфировидные, прожилковые, полосчатые, линзовидно- пятнистые, сетчатые. Порфировидные представляют собой породы с крупными порфиробластами специфической черной роговой обманки, развивающиеся главным образом за счет диопсидовых плагиосланцев с основным плагиоклазом. Прожилковые особенно часто встречаются в сланцах и плагиомигматитах. Для них весьма характерно зональное строение и нерезкая граница с вмещающими породами. Внешняя зона таких прожилков представлена амфиболизированными плагиосланцами или плагиомигматитами, по мере же приближения к центральной части количество специфической черной роговой обманки увеличивается, увеличивается также основность плагиоклаза. В осевой части базификатных прожилков в сочетании с основным плагиоклазом или скаполитом зачастую появляется шпинель, фиксирующая, по-видимому, максимальный уровень базификации. Полосчатые и линзовидно- пятнистые базификаты распространены наиболее широко. Они сложены меланократовыми породами, состоящими из черной роговой обманки, диопсида, слюды ряда биотита — флогопита и основного плагиоклаза (лабрадора, битовнита, реже аортита) или скаполита с высоким содержанием мейонитовой составляющей. Почти всегда присутствует магнетит. В число аксессорных минералов входят также апатит, циркон, реже сфен и рутил. Гистерогенные минералы представлены низкотемпературным хлоритом, эпидотом, карбонатом, пиритом и редко калиевым полевым шпатом и сине-зеленой роговой обманкой. Срастания главных пордообразующих минералов определяют гетерогранобластовую структуру базификатов.

Переходы от плагиосланцев и плагиомигматитов к базификатам повсеместно постепенные и выражаются в появлении пятнистых скоплений цветных минералов на фоне обычных мезолитовых пород. Крупность зерен в меланократовых сегрегациях возрастает.

Размещение базификатных выделений в пространстве контролируется теми же тектоническими структурами, что и мигматитов, но интенсивность проявления процессов базификации в связи с разными структурами различна. Наиболее интенсивна она на периферии кососекущих мигматитовых зон, где участки базифицированных пород могут прослеживаться по простирианию на 1—1,5 км при ширине 200—250 м, как, например, в Эльконском районе. С седловидными зонами мигматитов связаны лишь отдельные прожилки базификатов или более или менее равномерное обогащение отдельных прослоек цветными минералами. На периферии попечечно- секущих гранитоидных тел развиты немногочисленные, но контрастные и часто зональные базификатные прожилки, приуроченные к попеченным и диагональным трещинам. Повсеместно отмечается ослабление базификации в направлении к замкам складок. Установлено, что наиболее широкое развитие базификатов характерно для зон крупных сколовых нарушений, а максимальная степень переработки материала наблюдается в прожилках, тяготеющих к попеченным разрывам.

Помимо тектонического контроля, в размещении и развитии базификатов устанавливается явный литологический контроль. Он определяет широкое развитие явлений базификации вдоль пластов и вокруг линз и блоков пород резко повышенной основности — мономинеральных диопсидовых сланцев и кальцифиров. Основность исходных пород влияет также на относительную интенсивность базификации: в наименее основных породах Федоровской свиты — биотито-гиперстеновых плагиосланцах базификаты встречаются редко, тогда как в породах повышенной основности — диопсидовых сланцах и плагиосланцах развиты чрезвычайно широко. При этом парагенезисы и количественные соотношения цветных минералов базификатов в какой-то мере отражают минеральные особен-

ности исходных пород. Так, базификаты по биотито-гиперстеновым пластиосланцам представлены маломощными, почти мономинеральными, биотитовыми или с небольшим количеством плагиоклаза и роговой обманки оторочками вокруг реликтов этих сланцев в полях мигматитов. Иногда это существенно биотитовые линзовидные выделения на продолжении гранитных прожилков в сланцах. Базификаты, развивающиеся по двупироксено-рогообманковым пластиосланцам, в своем составе, помимо диопсида, роговой обманки и плагиоклаза, зачастую содержат крупные кристаллы гиперстена. В рогообманковых и диопсидовых пластиосланцах базификаты — это существенно рогообманковые породы. Очень своеобразные базификаты формируются в кварцево-диопсидовых пластиосланцах и плагиогнейсах. Как уже отмечалось, на внешнем фронте мигматизации этих литологических разновидностей развиваются скаполит, волластонит и гранат. В результате образуются меланократовые существенно пироксеновые, скаполито-пироксеновые и волластонито-гранатово-пироксеновые породы.

Спецификой наиболее широко распространенных в федоровской свите базификатов является присутствие в них «уплощенных» кристаллов роговой обманки черного цвета, с сильным блеском. Количественные соотношения породообразующих минералов в базификатах очень непостоянные. Это всегда меланократовые породы с цветным индексом более 50, хотя содержания отдельных цветных минералов даже в пределах одной линзы могут изменяться от единичных зерен до абсолютного преобладания.

Роговая обманка — типоморфный минерал для большинства базификатов, развитых в федоровской свите. Для нее характерны удлиненно-призматические, реже короткопризматические, уплощенные и ксенобластовые формы выделений, размер которых колеблется от 0,2 до 4 мм, но в большинстве случаев составляет 2—3 мм. В шлифах эта роговая обманка ярко окрашена и обладает резким плеохроизмом: от густого зеленого или грязно-зеленого цвета по Ng и Nm до зеленого или желто-зеленого по Np . Показатели преломления изменяются в пределах: $n_g = 1,676—1,682$; $n_p = 1,661—1,663$; $2V_{Np} = 74—88^\circ$. Если придерживаться классификации амфиболов, предложенной Е. С. Доброхитовой (1968), то по оптическим свойствам и химическому составу роговые обманки базификатов диагностируются как гастингситы (табл. 63). По У. А. Дири, Р. А. Хауси, Дж. Зусману (1965) они попадают в группу паргасита-феррогастингсита, но поскольку для паргасита характерно положительное значение $2V$, данные амфиболы могут быть отнесены к феррогастингситам. Как гастингситы они диагностируются также по результатам рентгенографического изучения (сообщение Г. Г. Афониной). От роговых обманок исходных сланцев они отличаются повышенными количествами в формульной единице атомов магния и трехвалентного железа и пониженными — двухвалентного железа. Снижения содержаний глинозема не наблюдается, как можно было бы ожидать в связи с тем, что базификаты образуются в условиях более низких температур (амфиболитовая фация), чем сланцы (гранулитовая фация). Возможно, это связано с кристаллизацией базификатов в участках локального повышения общего давления (в зонах сжатия). Увеличение же давления, по мнению многих исследователей (Костюк, Соболев, 1965; Leake, 1965), способствует возрастанию глиноземистости амфиболов.

Диопсид наряду с роговой обманкой является наиболее распространенным в базификатах породообразующим минералом. Зерна пироксена размером 0,5—1,2 мм имеют изометричный короткопризматический габитус. В шлифах они бесцветны и иногда обнаруживают полисинтетическое двойникование по (100). При сопоставлении количеств катионов: главных химических элементов в кристаллохимических формулах пироксенов из сланцев и базификатов обнаруживается, что диопсиды базифика-

Таблица 63

Химический состав амфиболов из базификаторов

| Компоненты | 209 | 2—184 | Ю-291 | 2—185 | Ю-296 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 42,50 | 41,00 | 41,87 | 41,51 | 41,93 |
| TiO ₂ | 1,26 | 1,14 | 1,26 | 1,01 | 0,75 |
| Al ₂ O ₃ | 11,56 | 11,38 | 13,30 | 13,00 | 13,65 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,09 | 5,73 | 5,51 | 5,40 | 7,67 |
| FeO | 7,76 | 9,34 | 5,76 | 6,02 | 3,24 |
| MnO | 0,22 | 0,27 | 0,18 | 0,17 | 0,07 |
| MgO | 13,50 | 12,51 | 14,72 | 14,19 | 15,45 |
| CaO | 10,78 | 12,14 | 12,01 | 12,86 | 11,92 |
| Na ₂ O | 2,03 | 2,57 | 1,49 | 2,03 | 2,30 |
| K ₂ O | 2,05 | 2,11 | 2,05 | 2,17 | 1,57 |
| H ₂ O ⁺ | Не опр. | 0,96 | Не опр. | 0,90 | Не опр. |
| H ₂ O ⁻ | » | 0,50 | » | — | » |
| П. п. п. | » | Не опр. | 1,37 | Не опр. | 0,50 |
| F | 0,90 | 0,84 | 0,76 | 1,14 | 0,50 |
| Сумма с попр. на F | 100,27 | 100,14 | 99,96 | 99,62 | 99,34 |

| Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов) и коэффициент железистости | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|
| Si | 6,14 | 6,20 | 6,10 | 6,18 | 6,05 |
| Al ^{IV} | 1,86 | 1,80 | 1,90 | 1,82 | 1,95 |
| Ti | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,08 |
| Al ^{VI} | 0,11 | 0,20 | 0,36 | 0,45 | 0,37 |
| Fe ³⁺ | 0,88 | 0,65 | 0,60 | 0,57 | 0,83 |
| Fe ²⁺ | 0,94 | 1,18 | 0,70 | 0,75 | 0,39 |
| Mn | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 2,92 | 2,82 | 3,20 | 3,10 | 3,32 |
| Ca | 1,67 | 1,92 | 1,88 | 2,03 | 1,84 |
| Na | 0,57 | 0,75 | 0,42 | 0,58 | 0,64 |
| K | 0,37 | 0,41 | 0,38 | 0,41 | 0,29 |
| F | 0,40 | 0,40 | 0,35 | 0,54 | 0,23 |
| OH | | 1,47 | | 0,89 | |
| % Fe | 0,38 | 0,39 | 0,29 | 0,37 | 0,27 |

Примечание. 209 — биотито-диопсидово-роговообманковая меланократовая порода, месторождение Федоровское, 2-184 — роговообманковая порода, месторождение Федоровское, кр № 3; Ю-291 — диопсидо-роговообманковая меланократовая порода, месторождение Южное; 2-185 — диопсидо-роговообманковая порода, месторождение Федоровское; Ю-296 — флогопито-диопсидово-роговообманковая порода, Канкунское рудное поле.

тов обогащены Mg, Fe³⁺ и Na и значительно обеднены Fe²⁺, количества остальных катионов остаются на одном уровне (табл. 64).

Слюды могут присутствовать в базификатах, образующихся по любым разновидностям исходных пород. В базификатах по биотито-гиперстеново-роговообманковым плагиосланцам это таблитчатые кристаллы биотита с резким плеохроизмом от зеленовато-бурового по Ng до светло-желтого по Np. В базификатах по диопсидо-роговообманковым и диопсидовым плагиосланцам это флогопит (табл. 65). Для него характерны либо мелкие, размером 0,5—2 мм, таблитчатые кристаллы, находящиеся в равновесных соотношениях с роговой обманкой и диопсидом, либо неправильной формы крупные порфиробластовые выделения, содержащие в своих краевых частях мелкие включения преимущественно диопсида.

Таблица 64

Химический состав пироксенов из диопсидо-роговообманковых базификатов

| Компоненты | 2-185 | Ю-291 | 74 |
|--------------------------------|-------|--------|---------|
| SiO ₂ | 51,11 | 48,08 | 50,57 |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,64 | 0,48 |
| Al ₂ O ₃ | 3,23 | 6,87 | 2,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,94 | 4,89 | 4,84 |
| FeO | 4,12 | 2,74 | 3,87 |
| MnO | 0,20 | 0,22 | Не опр. |
| MgO | 13,50 | 13,40 | 15,06 |
| CaO | 22,96 | 22,52 | 21,96 |
| Na ₂ O | 0,59 | 0,28 | 0,56 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,06 | 0,12 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,04 | 0,12 |
| И. п. п. | 0,89 | 0,74 | 0,10 |
| Сумма . | 99,92 | 100,48 | 100,67 |

Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и другие характеристики

| | | | |
|-------------------|------|------|------|
| Si | 1,92 | 1,79 | 1,87 |
| Al ^{IV} | 0,08 | 0,21 | 0,43 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Al ^{VII} | 0,06 | 0,09 | — |
| Fe ³⁺ | 0,08 | 0,43 | 0,13 |
| Fe ²⁺ | 0,13 | 0,09 | 0,12 |
| Mn | — | 0,01 | — |
| Mg | 0,75 | 0,75 | 0,83 |
| Ca | 0,92 | 0,90 | 0,87 |
| Na | 0,05 | 0,02 | 0,04 |
| K | — | — | — |
| χ _{Fe} | 0,22 | 0,23 | 0,23 |
| K _{ок} | 0,39 | 0,61 | 0,53 |

Причесание. 2-185 — месторождение Федоровское; Ю-291 — месторождение Южное; 74 — Эльконское флогопитоносное поле.

Гиперстен, когда присутствует в базификатах, представлен удлиненно-столбчатыми кристаллами размером 0,5—2,5 мм, со слабым плеохроизмом от светло-розового цвета ($\parallel Np$) до бесцветного ($\parallel Ng$). По оптическим свойствам ($2V_{Np}=55-57^\circ$, $n_p=1,690$) он не отличается от гиперстенов исходных плагиосланцев.

Плагиоклазы (или) скаполит в базификатах образуют изометричные кристаллы с ровными или извилистыми границами. Размер зерен 0,6—1,8 мм. Для плагиоклаза характерно хорошо выраженное полисинтетическое двойникование. Его состав, как показывают замеры максимального угла погасания в зоне $\perp 100$, изменяется в очень широких пределах: от андезина № 38 до аортита. Обычно такие большие колебания состава плагиоклазов наблюдаются в зональных прожилковых выделениях базификатов. Плагиоклазы из базификатов линзовидных тел имеют более устойчивый состав и относятся к лабрадорам № 52—63. По сравнению с исходными плагиосланцами в базификатах, таким образом, кри-

Таблица 65

Состав слюд из базификатов

| Компоненты | Ю-296 | Ю-251 | Ю-252 |
|--------------------------------|---------|-------|--------|
| SiO ₂ | 38,76 | 37,09 | 37,09 |
| TiO ₂ | 1,28 | 0,66 | 0,82 |
| Al ₂ O ₃ | 16,01 | 16,92 | 16,37 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,90 | 3,77 | 3,24 |
| FeO | 4,59 | 4,26 | 4,53 |
| MnO | 0,04 | 0,10 | 0,10 |
| MgO | 21,34 | 22,06 | 22,52 |
| CaO | 2,10 | 0,32 | 0,47 |
| Na ₂ O | 0,38 | 0,33 | 0,53 |
| K ₂ O | 8,43 | 9,08 | 9,40 |
| P ₂ O ₅ | Не опр. | 0,09 | 0,10 |
| H ₂ O ± | 2,60 | 5,03 | 4,72 |
| F | 1,90 | 1,05 | 0,95 |
| Сумма с поправкой на F | 99,67 | 99,88 | 100,19 |

Формульные коэффициенты (расчет на 7 катионов) и коэффициент железистости

| | | | |
|------------------|------|------|------|
| Si | 2,79 | 2,68 | 2,69 |
| Al ^{IV} | 1,21 | 1,32 | 1,31 |
| Ti | 0,07 | 0,03 | 0,04 |
| Al ^{VI} | 0,15 | 0,12 | 0,09 |
| Fe ³⁺ | 0,21 | 0,21 | 0,17 |
| Fe ²⁺ | 0,28 | 0,26 | 0,27 |
| Mn | — | — | — |
| Mg | 2,29 | 2,38 | 2,43 |
| Ca | 0,16 | 0,02 | 0,03 |
| Na | 0,05 | 0,04 | 0,07 |
| K | 0,78 | 0,85 | 0,87 |
| F | 0,43 | 0,24 | 0,22 |
| OH | 1,25 | 2,42 | 2,28 |
| χ _{Fe} | 0,47 | 0,16 | 0,15 |

Причесание. Ю-296 — флогопито-диопсидово-роговообманковая порода, Канкунское флогопитоносное поле; Ю-251 — почти мономинеральная слюдитовая порода, месторождение Южное, карьер 4; Ю-252 — роговообманковая со слюдой порода, Канкунское поле.

стализуются плагиоклазы с более высоким содержанием аортитового минала.

В табл. 66 приведен химический состав базификатов по сланцам различных литологических групп. Значительные вариации состава базификатов в пределах одной литологической группы обусловлены непостоянством количественных соотношений породообразующих минералов. Тем не менее достаточно отчетливо выявляется, что по сравнению с исходными сланцами базификаты обеднены кремнеземом и глиноземом и обогащены основаниями. Особенно наглядно это иллюстрируется вариационными графиками (см. рис. 22). Характерно, что магний в базификатах накапливается в большей степени, чем кальций, а при базификации высококальциевых диопсидовых плагиосланцев D_4 кальций даже выносится. Изменение содержаний щелочей оказывается не односторонним. В базификатах, развивающихся по двутироксен-рогообманковым, биотито-диопсидово-рогообманковым и кварцево-диопсидовым плагиосланцам, содержания натрия уменьшаются, а калия сохраняются на том же уровне, что и в исходных сланцах. В базификатах по диопсидовым плагиосланцам содержания обеих щелочей увеличиваются. В общем же химическая направленность процесса базификации во многом противоположна химизму мигматизации. Это находит отражение и в закономерностях распределения в базификатах редких элементов.

Редкие элементы группы железа — кобальт, никель, хром и ванадий — во всех базификатах, за исключением базификатов по кварцево-диопсидовым плагиосланцам и плагиогнейсам, накапливаются (табл. 67) в основном за счет увеличения содержаний цветных минералов, и в первую очередь амфиболов и слюд — главных концентраторов этих элементов. В самих же цветных минералах из базификатов и плагиосланцев концентрации кобальта, никеля, хрома и ванадия изменяются примерно в одинаковых пределах или в минералах из базификатов оказываются даже несколько ниже, как, например, в роговых обманках (табл. 68).

Для рубидия характерно увеличение его содержаний в том случае, когда базификаты развиваются по двутироксен-рогообманковым диопсидовым плагиосланцам (литогруппы В и D), или же сохранение его концентраций на прежнем уровне при формировании базификатов за счет литологических групп Г и Е. Несмотря на то, что K/Rb отношение в базификатах меняется в очень широких пределах, в среднем оно ниже, чем в исходных плагиосланцах. Из этого следует, что в базификатах происходит более активное накопление рубидия по сравнению с калием, т. е. при базификации проявляется та же закономерность, что и при мигматизации.

Содержания лития в базификатах изменяются в пределах 15—58 г/т и оказываются незначительно выше, а $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ ниже, чем в исходных кристаллических сланцах.

В изменении концентраций бария в базификатах по отношению к исходным кристаллическим сланцам не обнаруживается определенных тенденций, содержания же стронция ниже, чем в сланцах. В связи с таким распределением элементов Ba/Sr отношение в базификатах варьирует от значений, характерных для кристаллических сланцев, до значительно их превосходящих (как, например, в базификатах по диопсидовым плагиосланцам D_4).

Таким образом, на этапе ультраметаморфизма в толще основных кристаллических сланцев федоровской свиты наряду с интенсивным развитием процесса мигматизации сравнительно широко проявился сопряженный процесс базификации, приведший к формированию специфических меланократовых пород — базификатов. О сопряженности процессов свидетельствует ряд их особенностей. Прежде всего их проявление относится к одному временному этапу. Судя по образующимся минераль-

Таблица 66

Химический состав базификатов, вес, %

| Исходный сланец (индекс литолог. группы) | Проба | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П. п. п. | F | Сумма (с поправкой на F) |
|--|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------|------|--------------------------|
| В | 101 | 42,84 | 1,01 | 11,29 | 6,45 | 6,77 | 0,20 | 17,30 | 11,57 | 1,62 | 0,90 | 0,25 | — | — | 99,49 |
| | 118 | 50,86 | 0,82 | 14,67 | 2,99 | 5,78 | 0,16 | 8,06 | 10,41 | 3,38 | 1,16 | 0,30 | 0,86 | — | 99,67 |
| Г | 209 | 45,56 | 0,92 | 13,59 | 3,76 | 6,18 | 0,21 | 10,30 | 11,87 | 2,96 | 1,76 | 0,73 | 1,34 | 0,64 | 99,55 |
| Д ₄ | Ю-291 | 42,63 | 1,37 | 14,87 | 3,71 | 5,33 | 0,12 | 13,09 | 14,89 | 1,35 | 1,81 | 0,34 | 0,46 | — | 100,40 |
| | Ю-296 | 40,65 | 0,78 | 15,40 | 4,25 | 4,68 | 0,10 | 15,54 | 10,33 | 1,62 | 3,01 | 0,25 | 2,58 | — | 99,45 |
| Е | Ю-301 | 53,29 | 0,15 | 5,78 | 1,82 | 9,53 | 0,02 | 7,26 | 19,88 | 1,43 | 0,28 | Не обн. | 1,24 | — | 100,38 |

Таблица 67

Редкоземельная характеристика базификатов

| Исходный сланец (индекс литолог. группы) | Проба | Co | Ni | Co/Ni | Cr | V | V/Cr | Rb | K/Rb | Li | Li·1000/Mg | Ba | Sr | Ba/Sr |
|--|-------|----|-----|-------|-----|-----|------|-----------------|------|---------|------------|---------|---------|-------|
| В | 101 | — | — | — | 530 | 330 | 0,6 | 23 [*] | 326 | 44 | 0,42 | 80 | 280 | 0,29 |
| | 118 | 19 | 40 | 0,5 | 76 | 256 | 3,4 | 16 | 600 | 28 | 0,58 | 1800 | 930 | 1,94 |
| | 74 | 24 | 550 | 0,04 | 38 | 760 | 20,0 | 10 | 980 | 15 | 0,25 | 130 | 160 | 0,81 |
| Г | 209 | 35 | 130 | 0,27 | 300 | 250 | 0,8 | 100 | 146 | 28 | 0,58 | Не опр. | Не опр. | — |
| Д ₄ | Ю-291 | 20 | 16 | 1,25 | 28 | 210 | 7,5 | 34 | 442 | 22 | 0,28 | 540 | 370 | 1,46 |
| | Ю-296 | 14 | 22 | 0,64 | 46 | 150 | 3,26 | 186 | 134 | 30 | 0,32 | 420 | 96 | 4,37 |
| | Б-252 | 57 | 47 | 1,2 | 130 | 130 | 1,00 | Не опр. | — | Не опр. | — | Не опр. | Не опр. | — |
| | С-4 | 10 | 80 | 0,12 | 690 | 88 | 0,13 | » | » | » | » | » | » | — |
| Е | Ю-301 | 10 | 6 | 1,66 | 8,5 | 20 | 2,35 | 8 | 287 | 58 | 1,33 | 10 | 66 | 0,15 |
| | 54 | 16 | 14 | 1,14 | 9 | 20 | 2,22 | 8 | 250 | 20 | 0,64 | Не опр. | Не опр. | — |

Примечание. Содержание всех элементов дано в г/т.

Таблица 68

Сопоставление содержаний
(г/т) редких элементов
группы железа в роговых
обманках из плагиосланцев
(I) и базификатов (II)

| Элемент | I (8 проб) | II (5 проб) |
|---------|------------|-------------|
| Co | 49 | 23 |
| | 37—71 | 13—36 |
| Ni | 67 | 37 |
| | 23—200 | 9—130 |
| Cr | 143 | 162 |
| | 20—335 | 26—530 |
| V | 414 | 281 |
| | 300—550 | 73—760 |

Примечание. В числителе — среднее арифметическое значение, в знаменателе — минимальное и максимальное значения в единичных пробах.

ным парагенезисам и составу породообразующих минералов, оба процесса развиваются в условиях одной температурной фации — амфиболитовой и регрессивны по отношению к гранулитовой фации исходных кристаллических сланцев. Они имеют ряд общих геохимических особенностей, в частности характеризуются накоплением таких элементов, как калий и рубидий, а главное — контролируются одним и теми же типами тектонических структур как в региональном, так и в локальном масштабах. Как уже отмечалось, тенденции их химизма во многом противоположны: при базификации отлагается большинство компонентов, выносимых при мигматизации. Однако базификацию и мигматизацию нельзя рассматривать как простую дифференциацию исходного материала. Во-первых, совершенно несопоставимы масштабы их развития. Во-вторых, максимумы интенсивности проявления этих процессов разобщены в пространстве: наиболее широко распространены базификаты в краевых частях полей мигматизации, для центральных частей этих полей базификаты не характерны. В-третьих, довольно часто наблюдается мигматизация базификатов, а также базификация в сланцах, уже затронутых мигматизацией, т. е. базификация и мигматизация, хотя и относятся к одному этапу, не вполне синхронны. Различия в химических тенденциях базификации и мигматизации, как проявлений единого процесса регионального метасоматоза, обусловлены влиянием двух факторов: литологического и тектонического.

Первый определяет интенсивную базификацию пород повышенной основности, вдоль пластов и реликтовых блоков в полях мигматитов. Второй — обуславливает широко развитую, но не очень контрастную базификацию в сколовых зонах линейных складок и более локализованную контрастную прожилковую базификацию в зонах поперечных разрывов (Петрова и др., 1971).

В заключение необходимо особо подчеркнуть, что базификация в силу своей химической специфики — интенсивного накопления магния — приводит к образованию высокомагнезиальных пород. Тем самым создается среда, благоприятная для развития флогопитового ослаждения. В незначительных количествах флогопит может образовываться уже в процессе самой базификации, но промышленного значения он не имеет.

ГРАНИТЫ

Исследователями Алданского кристаллического щита отмечается пространственная связь гранитов с полями мигматитов и гранитизированных пород. Не составляют исключения в этом отношении и граниты Центрально-Алданского флогопитоносного района. Сразу следует уточнить, что под названием «граниты» в данном случае объединяются породы, имеющие облик магматических образований. Они характеризуются массивной текстурой, полным отсутствием директивных текстур и сравнительно частым появлением пегматитовых срастаний калиевого полевого шпата с кварцем. По этим признакам граниты отличаются от мигматитов и гранитизированных пород.

При крупномасштабной геологической съемке флогопитоносных районов устанавливается, что подавляющее большинство развитых здесь

тел гранитов приурочено к центральным частям полей и зон мигматизации. За пределами полей мигматизации или на их периферии граниты встречаются крайне редко. Это или апофизы гранитных тел, залегающих в мигматитовых полях, или, реже, изолированные гранитные тела, удаленные от полей мигматизации на сравнительно небольшие расстояния — первые сотни метров.

Уже отмечалось, что по структурному положению выделяются согласные со слоистостью сланцев кососекущие и поперечные поля и зоны мигматитов. Согласные поля и зоны приурочены к границам литологически различающихся пластов или к пачкам тонкослоистых пород и располагаются в замковых частях продольных и поперечных складок, чаще антиклинальных. Они имеют форму седловидных залежей и зональное строение: краевые части сложены перекристаллизованными и мигматизированными сланцами, по направлению к центральным частям интенсивность мигматизации возрастает; в центральной части располагаются линзовидные, седловидные и пластообразные тела гранитов. Размеры таких гранитных тел невелики: длина их 0,5—0,8 км. Наличие постепенных переходов от гранитов этих тел через мощную зону мигматитов к вмещающим кристаллическим сланцам, их согласное положение и отсутствие в приконтактовых частях ксенолитов окружающих пород служит основанием для вывода об их кристаллизации *in situ*.

В наиболее мощных и протяженных кососекущих зонах и полях мигматитов граниты также располагаются главным образом в центральных частях, ассоциируя с темевыми мигматитами, связанными постепенными переходами через зону мигматизированных сланцев с вмещающими породами. В этом случае гнездообразные или в виде грубой «сетки» тела прослеживаются на 0,5—1 км при мощности 10—25 м. Иногда они имеют апофизы, размещдающиеся в перистых трещинах сколовых нарушений, к которым приурочены сами мигматитовые поля, и тогда с вмещающими сланцами они имеют резкие границы. Вблизи резких границ в гранитах присутствуют скиалиты окружающих пород, ориентировка которых свидетельствует, что при становлении граниты испытывали незначительные перемещения.

В отличие от согласных и кососекущих зон и полей, где количественно преобладают мигматиты, в поперечных зонах локализуются в основном граниты. Они образуют дайки с прямолинейными резкими границами, иногда осложненными апофизами по слоистости вмещающих пород (см. рис. 16). При мощности 0,5—5,5 м дайки прослеживаются на расстояние до 300 м. Все поперечные зоны отходят от кососекущих и редко — от согласных полей и зон; иногда они удалены от них на расстояния до 100 м и более. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать граниты этих тел как перемещенные.

По текстурно-структурным признакам выделяются следующие разновидности гранитов: равномерно-зернистые, или аляскитоподобные, ортотектиты и пегматиты. Все они относятся к лейкократовым породам; количество цветных минералов в них составляет 1—3% и лишь иногда в ортотектитах возрастает до 7—9%. Равномерно-зернистые граниты лейкократового облика во флогопитоносных районах обычно называют аляскитовыми, реже лейкократовыми. Выделяется даже «флогопитовая формация докембрийских метаморфических комплексов на контакте с аляскитовыми гранитами» (Дядькина, Орлова, 1974). Однако многочисленные подсчеты количественных соотношений главных минералов гранитов и пересчет их химических составов на нормативный состав показывают, как отмечала К. А. Лазебник (1964), что в Центрально-Алданском флогопитоносном районе аляскиты имеют очень ограниченное распространение. Большую часть гранитоидов Алдана следует, согласно принятым в настоящее время классификациям, считать обычными гранитами (Даминова, 1972).

Аляскитоподобные граниты представляют собой массивные светло-розовые и розовые мелко- и среднезернистые породы, сложенные калиевым полевым шпатом (40—50%), плагиоклазом-олигоклазом (20—30%), кварцем (20—25%) и одним из цветных минералов (1—3%): биотитом, роговой обманкой, диопсидом. Среди акцессорных постоянно присутствует магнетит до 2%. Отмечаются также апатит, сфен и циркон.

Ортотектитами названы массивные грубо- и крупнозернистые породы с очень большими вариациями содержаний пордообразующих минералов и их неравномерным распределением. По количественным соотношениям кварца (0—20%), плагиоклаза (0—25%) и калиевого полевого шпата (50—80%) среди ортотектитов выделяются сиениты, граносиениты и граниты. Две первые разновидности преобладают. Характерно, что кварц в этих породах чаще всего образует гнездообразные и линзовидные сравнительно крупные ($d=3$ —20 см) обособления, особенно обильные в центральных частях гранитных тел. Из цветных минералов в ортотектитах обычным является темно-зеленый диопсид, реже присутствует биотит. В качестве акцессорных отмечаются крупные кристаллы сфена, апатита, магнетита, редко граната, ортита и циркона.

Пегматиты также являются крупно- и грубозернистыми породами. От ортотектитов с «гранитными» соотношениями пордообразующих минералов они отличаются характерными графическими и мелкоблоковыми структурами, почти полным отсутствием цветных минералов и весьма равномерным распределением кварца, количество которого очень устойчиво и составляет около 30%.

В гранитных телах разного структурного положения перечисленные разновидности распространены по-разному. Аляскитоподобные граниты особенно характерны для согласных тел. В кососекущих преобладают ортотектиты, менее развиты аляскитоподобные граниты. Наибольшим разнообразием структур обладают граниты, приуроченные к поперечным разрывам, но преимущественное развитие здесь получают пегматиты (Петрова и др., 1971). В «продуктивных» на флогопит толщах наибольшее распространение имеют ортотектиты.

В минеральном составе гранитов отражаются особенности вмещающих

Химический состав гранитов

Таблица 69

| Компоненты | Аляскитоподобные граниты (14 проб) | Ортотектиты (16 проб) | Пегматиты (4 пробы) |
|--------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|------------------------|
| SiO ₂ | 72,49 69,58—76,00 | 68,12 60,74—74,10 | 73,90 72,10—75,54 |
| TiO ₂ | 0,29 0,08—0,64 | 0,24 Сл.—0,46 | 0,16 0,10—0,34 |
| Al ₂ O ₃ | 13,19 11,88—14,62 | 13,79 11,72—17,68 | 12,59 11,88—13,59 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,03 0,30—1,90 | 1,09 Сл.—6,06 | 0,50 Сл.—0,87 |
| FeO | 0,68 0,09—1,44 | 1,15 0,07—2,50 | 0,86 0,07—1,26 |
| MnO | 0,01 Сл.—0,04 | 0,04 Сл.—0,14 | 0,01 0,006—0,03 |
| MgO | 0,36 Сл.—0,70 | 0,75 0,16—1,83 | 0,35 0,20—0,60 |
| CaO | 1,66 0,90—2,59 | 2,25 0,53—5,64 | 1,32 0,92—1,96 |
| Na ₂ O | 3,15 1,90—5,63 | 3,31 1,96—4,32 | 3,09 1,92—4,27 |
| K ₂ O | 6,57 4,94—8,43 | 7,47 5,94—10,06 | 6,24 4,41—7,50 |
| П. п. п. | 0,71 0,24—1,26 | 0,82 Сл.—1,50 | 0,61 0,24—0,82 |

Соотношения нормативных Аб, Орт, Кв

| | | | |
|-----|-------------|-------------|-------------|
| Ab | 30 20—45 | 33 20—42 | 29 19—41 |
| Ort | 42 32—56 | 50 39—67 | 41 29—51 |
| Kv | 28 19—37 | 17 2—32 | 30 26—35 |

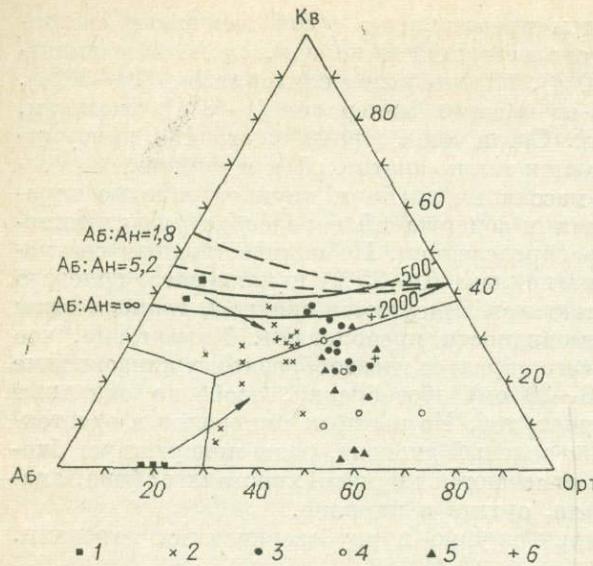


Рис. 24. Размещение нормативных составов пород Алданской флогопитоносной провинции на тройной диаграмме альбит — ортоклаз — кварц.

1 — кристаллические плагиосланцы и плагиогнейсы; 2 — мигматиты II этапа; 3 — аляскитоподобные граниты; 4 — ортотектиты кососекущих тел; 5 — ортотектиты поперечных тел; 6 — пегматиты.

терная особенность изученных гранитов.

На диаграмме Таттла — Баузэна (рис. 24) фигуративные точки составов всех гранитов смещены по направлению к ортоклазовой вершине треугольника. Фигуративные точки аляскитоподобных гранитов и пегматитов при этом группируются вблизи температурного минимума и котектических линий, полученных для разных давлений P_{H_2O} , а точки ортотектитов образуют рой, протягивающийся от области температурного минимума к стороне треугольника Аб — Орт ($Ab : Opt = 40 : 60$). В ортотектитах, следовательно, при соотношениях нормативных полевошпатовых составляющих, близких к таковым в аляскитоподобных гранитах и пегматитах, резко уменьшается содержание кварца. Создается впечатление, что в них проявлена дополнительная калишпатизация. Ранее (Шмакин, 1958) было высказано предположение, что аляскитовые и микроклиновые граниты и микроклиновые пегматиты Центрально-Алданской флогопитоносной провинции образуются в результате калиевого метасоматоза плагиогранитов и плагиоклазовых пегматитов в постмагматическую стадию. Однако этому предположению противоречит отсутствие в ортотектитах реликтового кварца и явлений коррозии кварца калиевым полевым шпатом. Структурные взаимоотношения минералов свидетельствуют, что кварц в данном случае кристаллизовался или одновременно с калиевым полевым шпатом, или позднее. Отмеченные структурные и химические особенности позволяют предполагать, что обогащение гранитов калишпатом — результат изменения условий кристаллизации гранитного расплава, обусловивших расширение поля кристаллизации калиевого полевого шпата. При этом часть кремнезема в условиях открытой системы могла быть вынесена из расплава потоком мигматизирующего флюида (Петрова и др., 1971).

Калиевый полевой шпат преобладает во всех разновидностях гранитов. В ортотектитах он иногда составляет около 90% объема породы. Калиевые полевые шпаты аляскитоподобных гранитов относятся к ортоклаз-микроперититам с низкой триклиничностью ($\Delta p = 0,2 - 0,4$), а ортотектитов — к ортоклаз-перититам с $\Delta p = 0,0$ (табл. 70). Четко раз-

их мигматитов: в подавляющем большинстве случаев в составе гранитов отмечается такой же цветной минерал, какой существует и в мигматитах. Особенно четко это проявляется в случае согласных гранитных тел, сформировавшихся *in situ*.

Несмотря на значительные вариации химического состава (табл. 69), все граниты по классификации А. Н. Заварицкого относятся к группе пород, пересыщенных кремнекислотой ($45 > Q > 6$) и богатых или пересыщенных щелочами ($a:c=8, c=0$ или c). Только отдельные пробы ортотектитов попадают в класс насыщенных SiO_2 пород ($6 > Q > -6$). Повышенное содержание калия — харак-

личаются два типа перититовых вrostков: очень тонкие, строго параллельные друг другу, и сравнительно грубые веретенообразные. Иногда устанавливается приуроченность перититов первого типа к центральным частям зерен ортоклаза, а второго — к краевым. Количество альбитовой составляющей в исследованных ортоклазах изменяется в широких пределах: от 16 до 42 мол. % (см. табл. 70). Аортитовой составляющей в среднем 4 мол. %, в отдельных пробах от 3 до 6 мол. %. Содержания рубидия достаточно устойчивы, а бария колеблются в пределах 0,24—0,73 %.

Плагиоклаз в гранитах представлен двумя генерациями. Количество плагиоклаза I очень непостоянно: от единичных зерен до 20—25 %. В большинстве проб гранитов его зерна слабо серицитизированы и резорбируются калиевым полевым шпатом и кварцем, но в некоторых пробах аляскитоподобных гранитов он образует хорошо ограниченные зерна с полисинтетическими двойниками. Массовые измерения на Федоровском столике показывают, что это олигоклаз (в единичных пробах содержание An изменяется от 20 до 27 %). Плагиоклаз II представлен сравнительно мелкими зернами, слагающими прожилки по границам зерен калиевого полевого шпата. По составу это альбит (до 10 % An), часто содержащий мирамекитовые вростки кварца. Особенно характерен плагиоклаз II для ортотектитов.

Коэффициент распределения альбита между существующими ортоклаз-микроперититом и плагиоклазом в изученных гранитах изменяется от 0,33 до 0,51. Это соответствует колебаниям температур формирования рассматриваемых парагенезисов, определенных по графику Барта (Войтекевич и др., 1970) в 610—730 °C,

Таблица 70

| Компоненты | Аланситоподобные граниты | | | | | Ортотектиты | | | | |
|-------------------|--------------------------|---------|--------|--------|----------|-------------|-------|---------|---------|---------|
| | Б-14 | Б-13 | 230 | 249 | Б-66 ал. | Б-66 оп. | 2-134 | 2-165 | 2-171 | Б-11 |
| K ₂ O | 9,58 | 10,39 | 11,80 | 9,68 | 9,57 | 10,64 | 14,10 | 11,32 | 8,98 | 11,09 |
| Na ₂ O | 4,42 | 3,94 | 2,82 | 3,55 | 3,53 | 3,05 | 1,88 | 4,56 | 4,74 | 3,92 |
| CaO | 0,80 | 0,59 | 0,62 | 0,85 | 0,82 | 0,90 | 0,77 | 0,75 | 1,24 | 0,64 |
| BaO | 0,60 | 0,52 | 0,55 | 0,24 | He опр. | He опр. | 0,67 | He опр. | 0,39 | 0,73 |
| Rb ₂ O | Не опр. | Не опр. | 0,0214 | 0,0239 | 0,0281 | Не опр. | » | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Орт | 58 | 70 | 71 | 62 | 62 | 71 | 80 | 60 | 52 | 63 |
| A6 | 38 | 26 | 34 | 34 | 26 | 16 | 37 | 42 | 42 | 34 |
| An | 4 | 4 | 3 | 4 | 3 | 4 | 3 | 3 | 6 | 3 |
| ΔР | Не опр. | Не опр. | 0,2 | 0,4 | Не опр. | 0,2 | 0,0 | Не опр. | 0,0 | Не опр. |

а по графику Рябчикова — в 550—640°С. В реальность столь больших вариаций температур становления гранитов Алданской флогопитоносной провинции трудно поверить, исходя из имеющегося геологопетрографического материала, тем более что каких-либо закономерных изменений полученных значений температур от одной разновидности гранита к другой или в зависимости от их структурного положения не выявляется. В данном случае на распределение альбита, помимо температуры формирования парагенезисов, очевидно, оказывали влияние и другие факторы.

Пироксен является самым распространенным минералом гранитов. Количество его обычно составляет 2—3% от объема породы и только в редких случаях поднимается до 7—9%. По составу (табл. 71) и оптическим свойствам ($cNg=41-43^\circ$, $2V_{Ng}=64-70^\circ$) он относится к ряду диопсида — геденбергита. Характерными особенностями пироксена являются высокая железистость (43—50%) и сравнительно высокое содержание глинозема. Широкое распространение в гранитах парагенезиса диопсид + калиевый полевой шпат свидетельствует, что их кристаллизация осуществлялась в условиях высокой щелочности (Коржинский, 1973).

По содержаниям таких редких элементов, как кобальт, никель, хром, ванадий, рубидий, литий, барий и стронций, и значениям отношений K/Rb и Ba/Sr выделенные разновидности гранитов не различаются (табл. 72). Полученные средние значения концентраций кобальта и хрома оказываются очень близкими к кларкам этих элементов для малокальциевых гранитов, никеля, ванадия и лития — ниже кларков, а бария и стронция — выше кларков (Turekian, Wedepohl, 1961). Среднее содержание рубидия в аляскитоподобных гранитах соответствует кларку, а в ортотектитах и пегматитах — выше кларка. Если же принимать во внимание концентрации редких элементов в отдельных пробах, то следует признать, что геохимической спецификой всех изученных гранитов являются очень низкие содержания ванадия и лития: самые высокие содержания этих элементов, обнаруженные в пробах гранитов, ниже их кларков. Кроме

Таблица 71

Состав пироксенов из ортотектитов

| Компоненты | Номер пробы | | | Компоненты | Номер пробы | | |
|--------------------------------|-------------|---------|-------|--|-------------|-------|------|
| | 2—130 | 2—131 | Ю-9 | | 2—130 | 2—131 | Ю-9 |
| SiO ₂ | 49,56 | 50,76 | 50,30 | Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и коэффициент железистости | | | |
| TiO ₂ | 0,29 | 0,24 | 0,39 | Si | 1,92 | 1,97 | 1,94 |
| Al ₂ O ₃ | 1,19 | 1,19 | 1,78 | Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 | 2,89 | 3,65 | Al | 0,05 | 0,06 | 0,08 |
| FeO | 12,78 | 11,23 | 10,65 | Fe ³⁺ | 0,09 | 0,08 | 0,10 |
| MnO | 0,42 | 0,29 | 0,35 | Fe ²⁺ | 0,42 | 0,36 | 0,34 |
| MgO | 8,72 | 10,00 | 10,40 | Mn | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| CaO | 22,91 | 22,07 | 20,87 | Mg | 0,50 | 0,58 | 0,60 |
| Na ₂ O | 0,54 | 0,27 | 0,81 | Ca | 0,95 | 0,91 | 0,86 |
| K ₂ O | 0,00 | Не обн. | — | Na | 0,04 | 0,02 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,01 | K | — | — | — |
| H ₂ O ⁺ | Не обн. | Не обн. | — | %Fe | 0,50 | 0,43 | 0,43 |
| H ₂ O— | 0,64 | 0,60 | — | | | | |
| F | 0,04 | 0,03 | 0,06 | | | | |
| П. п. п. | — | — | 0,60 | | | | |
| Попр. на F | 0,02 | 0,01 | 0,02 | | | | |
| Сумма . . . | 100,36 | 99,57 | 99,79 | | | | |

Примечание. 2—130 и 2—131 — из кососекущей зоны, месторождение Федоровское; Ю-9 — месторождение Южное.

того к специфическим особенностям ортотектитов относятся также повышенные концентрации бария по сравнению с его кларком в малокальциевых гранитах.

Выявленные особенности геологии и вещественного состава гранитов свидетельствуют о том, что их генезис не может рассматриваться в отрыве от происхождения мигматитов. В геологической литературе неоднократно отмечалась теснейшая пространственная связь этих образований в пределах всего Алданского щита (Крылова и др., 1972; и др.). Столь же тесная связь для изученных гранитов и мигматитов отмечается и во времени. Калий-argonовым методом для них получены, хотя и варьирующие в значительных пределах, но очень близкие между собой значения абсолютного возраста (Волкова, Брандт, 1970).

Особенности геологического положения, структуры и состава аляскитоподобных гранитов согласных и кососекущих тел однозначно свидетельствуют о том, что эти породы образовались при кристаллизации *in situ* гранитных расплавов, возникающих в участках наиболее интенсивного проявления процессов мигматизации. Ортотектиты и пегматиты кососекущих и поперечных тел пространственно связаны с теми же полями и зонами мигматитов, что и аляскитоподобные граниты, и не отличаются от последних по редкоэлементной характеристике. Поэтому логично предположить, что они кристаллизовались из таких же возникших при мигматизации расплавов, но перемещенных в пространстве по кососекущим тектоническим нарушениям или по поперечным зонам растяжения. Специфика тектонических условий их формирования обусловила развитие грубо- и крупнозернистых характерных структур и расширение поля кристаллизации калиевого полевого шпата (Петрова и др., 1971).

По способу образования все изученные граниты, таким образом, являются метасоматически-палингенными.

На флогопитоносных полях Центрально-Алданского горнопромышленного района рудные тела постоянно пространственно ассоциируют

Таблица 72
Редкоэлементная характеристика гранитов, г/т

| Элемент | Аляскитоподобные граниты (16 проб) | Ортотектиты (20 проб) | Пегматиты (3 пробы) | Кларки для малокальциевых гранитов |
|---------|------------------------------------|-----------------------|----------------------|------------------------------------|
| Co | 2,6 0,9—5,6 | 1,7 0,9—6,0 | 0,9 0,9—0,9 | 1,0 |
| Ni | 3,5 1,6—6,0 | 3,1 1,8—6,5 | 2,8 1,4—5,3 | 4,5 |
| Cr | 3,4 1,5—7,0 | 4,8 1,5—14,1 | 9,7 1,8—20,0 | 4,1 |
| V | 12,6 3,8—18 | 12,1 2,3—25,0 | 5,4 1,0—8,3 | 44 |
| Rb | 156 100—232 | 225 102—360 | 214 110—318 | 170 |
| K/Rb | 362 223—482 | 286 180—371 | 251 180—322 | |
| Li | 7 Сл—17 | 5 Сл—9 | 5 3—7 | 40 |
| Ba | 0,294 0,07—0,55 | 0,378 0,16—0,57 | 0,130 0,036—0,230 | 0,084 |
| Sr | 0,036 0,013—0,083 | 0,038 0,025—0,067 | 0,025 0,013—0,032 | 0,010 |
| Ba/Sr | 8,2 4,2—12,4 | 10 5,4—17,8 | 4,6 2,8—7,2 | |

Приложение. Содержание Ba и Sr дано в процентах.

с полями и зонами мигматитов и гранитов. Во всех случаях, когда это удается исследовать, промышленные слюдоносные тела располагаются в зонах глыбовых и сетчатых мигматитов по существенно диопсидовым сланцам, параллельно им или на их продолжении. Это позволяет предполагать, что между развитием гранитоидных пород и формированием флогопитоносных метасоматитов возможно существование генетических связей. На специфические калиевые аляскитовые граниты и связанные с ними пегматиты как на возможный источник алюмосиликатного материала и постмагматических щелочных растворов в процессах флогопитообразования указывал Д. С. Коржинский (1937, 1945 и др.). Идеи Д. С. Коржинского получили широкое признание и дальнейшее развитие в трудах других исследователей. Приуроченность флогопитовых месторождений к участкам с обилием гранитных и пегматитовых тел отмечал также М. А. Лицарев (1962).

В то же время с полной очевидностью устанавливается, что гранитные тела наиболее широко развиты в центральных частях крупных мигматитовых полей, а флогопитовые месторождения — на их периферии, где степень мигматизации и количество гранитных тел значительно меньше (Энтин, 1966). Ни в полях теневых мигматитов, ни в участках, где нет мигматизации, месторождения флогопита в Центрально-Алданском районе не встречаются. Очевидно, интенсивное флогопитообразование может осуществляться лишь в тех участках, сложенных основными кристаллическими сланцами федоровской свиты, где проявилась какая-то средняя (оптимальная) степень мигматизации и развития гранитных тел.

СКАРНЫ

Существенно пироксеновые метасоматические породы, более чем на 60% сложенные моноклинным пироксеном, издавна считаются в Центрально-Алданском флогопитоносном районе важнейшим поисковым признаком на флогопитовые месторождения (Якжин, 1939). Это постоянно подтверждается практикой геологических работ. Первыми исследованиями было установлено, что пироксеновые породы входят в состав продуктивных горизонтов, имея, таким образом, строгую стратиграфическую приуроченность. Сложилось представление, что в пределах продуктивных горизонтов пироксеновые породы образуются на контактах гранитов и пегматитов с магнезиальными карбонатными породами (Фролова, 1944).

В связи с этим поиски флогопитовых месторождений ориентировались на выявление карбонатных пород в архейской толще и прослеживание их по простиранию для определения зон взаимодействия их с пегматитовыми телами (Павловский, 1944). Однако уже тогда отмечалось, что пироксеновые породы бывают широко развиты в участках, где отсутствуют граниты и карбонатные породы. К тому же в них части реликтовые линзы и пропластки разнообразных гнейсов (Клековкин, Горшков, 1944). Эти факты заставили признать существование также апоалюмосиликатных пироксеновых пород. Но на ранних этапах изучения флогопитовых месторождений им отводилась весьма скромная роль оторочек вокруг флогопитовых жил в гнейсах и гранитах (Галюк, 1957). В то же время Н. Г. Судовиковым и его последователями (1956, 1962) развивалось представление о флогопитоносных метасоматитах как об образованиях железомагнезиально-кальциевого метасоматоза на «основном фронте» региональной гранитизации. Это предположение не нашло широкой поддержки, так как, по сути дела, отвергало стратиграфический и литологический контроль в размещении флогопитовых месторождений, что противоречило накопленным к этому времени фактам.

Наибольшее признание получила гипотеза Д. С. Коржинского, согласно которой флогопитоносные пироксеновые породы представляют собой контактово-реакционные магнезиальные скарны. Образование их обусловлено взаимодействием доломитов с алюмосиликатными породами при воздействии высокотемпературных сквозьмагматических растворов на магматическом и постмагматическом этапах (Коржинский, 1955). Одни сторонники этой гипотезы отводят решающую роль в локализации флогопитовых месторождений аподоломитовым пироксеновым породам (Лицарев, 1962; Черкасов, 1967), другие — апоалюмосиликатным (Боголюбова, Боголюбов, 1962; Мурзаев, 1962). В последнее время большинство исследователей единодушны в том, что среди пироксеновых пород флогопитовых месторождений следует различать образования различных генетических типов. В одной из своих работ (1966) С. П. Мурзаев дает развернутую классификацию пироксеновых пород, рассматривает их генетические признаки и флогопитоносность. При этом подчеркивается, что крупнейшие флогопитовые месторождения на Алдане связаны с апоалюмосиликатными пироксеновыми породами и что образования «основного фронта» (жилки Чугинского типа) играют в этом плане более чем скромную роль. Указывается также, что в контакте с карбонатными породами возможно лишь образование бедных флогопитовых проявлений.

Крупномасштабная геологическая съемка и комплексные петролого-геохимические исследования, проведенные нами на Канкунской и Эльконской группах флогопитовых месторождений, позволяют утверждать, что существенно пироксеновые породы представляют собой цепь взаимосвязанных образований, которые занимают вполне закономерное место во всех семействах горных пород, начиная от кристаллических сланцев и кончая постмагматическими метасоматитами, т. е. среди них достаточно четко выделяются образования трех генетических групп.

1. Метаморфические пироксеновые породы. К ним относятся мономинеральные диопсидовые сланцы — разновидность в литологической группе Д.

2. Пироксеновые породы, образовавшиеся на этапе ультраметаморфизма за счет кальцифиров мономинеральных диопсидовых и частично диопсидо-плагиоклазовых (с основным плагиоклазом) сланцев.

3. Метасоматические пироксеновые породы постмагматического этапа.

Геолого-геохимические особенности мономинеральных диопсидовых сланцев были рассмотрены в разделах, посвященных кристаллическим сланцам федоровской свиты.

Ультраметаморфизм кристаллических сланцев специфического химического состава (кальцифиров (D_3), мономинеральных диопсидовых (D_2) и диопсидо-плагиоклазовых (D_4) сланцев) приводит к образованию в качестве промежуточных продуктов их гранитизации своеобразных существенно пироксеновых пород. Специфика исходного состава пород обуславливает отличие химических тенденций их преобразования от химизма мигматизации и базификации, в силу чего этот процесс выделен как «скарнирование», а возникающие породы названы «скарнами». При этом под названием «скарны» объединены породы, отвечающие по составу как магнезиальным скарнам, так и околоскарновым породам.

Главными породообразующими минералами в них являются моноклинный пироксен, шпинель, паргасит, скаполит, флогопит. Они образуют двуминеральные ассоциации: пироксен+шпинель, пироксен+паргасит, пироксен+скаполит, пироксен+флогопит. Аксессорные минералы представлены апатитом, сфером, магнетитом, цирконом. Более поздними минералами являются сульфиды, эпидот, очень мелкозернистые агрегаты слюдистых минералов по скаполиту. Различаются скарны, образующиеся по силикатным и алюмосиликатным породам — мономинеральным диопсидовым сланцам и диопсидовым плагиосланцам, и скарны, формирующиеся за счет карбонатных пород.

Скарны по силикатным породам

В соответствии с особенностями химических изменений исходных пород в мономинеральных диопсидовых сланцах можно выделить три типа скарнирования: 1) мигматитовое; 2) обычное; 3) базификатное.

Скарнирование мигматитового типа наблюдается вдоль контактов пластов диопсидовых сланцев с соседними в стратиграфическом разрезе сланцами алюмосиликатных кристаллических сланцев федоровской свиты, замещенных теневыми мигматитами. При этом образуются диопсидо-плагиоклазовые скарны зонального строения: диопсидовый сланец; диопсио-битовнитовый скарн; диопсио-олигоклазовый скарн; теневой мигматит (гранит).

Такие скарны пользуются сравнительно небольшим распространением. В основном это маломощные зоны (5—25 см), наблюдающиеся вдоль контактов реликтов диопсидовых сланцев в полях сплошной мигматизации. Зоны выражены отчетливо. Диопсио-битовнитовые скарны представляют собой мелкозернистые или среднезернистые породы, сложенные зеленым диопсидом и светло-серым (или белым) плагиоклазом. Диопсио-олигоклазовые скарны — среднезернистые породы с темно-серым плагиоклазом и темно-зеленым диопсидом. Граница между ними выражена резко, хотя под микроскопом в зоне перехода мощностью до 2 см можно наблюдать зерна плагиоклаза промежуточного между битовнитом и олигоклазом состава.

Химические изменения при скарнировании мигматитового типа во многом сходны с изменениями, характерными для мигматизации основных кристаллических сланцев федоровской свиты. По сравнению с исходными сланцами в скарнах увеличиваются концентрации кремнезема и щелочей и уменьшаются всех оснований — железа, магния и кальция и редких элементов группы железа. Это отчетливо следует из сопоставления содержаний химических элементов в диопсидовых сланцах и в скарнах (табл. 73 и 74). Особенностью, отличающей скарнирование мигматитового типа от мигматизации, является интенсивный привнос глинозема.

Скарнирование базификатного типа приводит к полному замещению пластов диопсидовых сланцев пятнистыми и полосчатыми шпинелево-диопсидовыми, паргасито-диопсидовыми и флогопито-диопсидовыми породами. При этом пластиы полностью сохраняют свои контуры и залегание, согласное с пластами соседних по стратиграфической вертикали кристаллических сланцев. Характерно, что в отличие от предыдущего случая кристаллические сланцы соседних с этими скарнами пластов обычно относительно слабо мигматизированы. В пластах, замещенных скарнами, можно наблюдать такое чередование пород: диопсидовый сланец; шпинелево-диопсидовый скарн; паргасито-диопсидовый скарн; шпинелево-диопсидовый скарн; диопсидовый сланец.

Однако для этого типа скарнов не характерна четкая зональность, и в большинстве случаев паргасито-диопсидовые скарны развиваются непосредственно по диопсидовым сланцам. Тонкополосчатые флогопито-диопсидовые скарны отмечаются в участках повышенной трещиноватости. Химические изменения при формировании скарнов этого типа выражаются в следующем. Все скарны характеризуются более низкими по сравнению с исходными сланцами содержаниями кремния и кальция и более высокими — щелочей, главным образом калия, алюминия и в меньшей степени магния. В шпинелево-диопсидовых и паргасито-диопсидовых скарнах отмечается также увеличение концентраций всех редких элементов группы железа: кобальта, никеля, хрома и ванадия, причем степень накопления всех элементов примерно одинакова, так как парные отношения этих элементов (Co/Ni и V/Cr) в скарнах остаются такими же, какие были зафиксированы для исходных сланцев. Флогопито-диопси-

Таблица 73

Химический состав скарнов по диопсидовым сланцам, вес. %

| Проба | Порода | Число проб | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|-------------------------------------|--|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|
| <i>Скарны мигматитового типа</i> | | | | | | | | | | | |
| Разрез I | 1б Диопсидо-битовниковый скарн | 1 | 48,50 | 0,29 | 18,85 | 0,78 | 2,00 | 7,00 | 17,82 | 0,68 | 0,10 |
| | 1в Диопсидо-олигоклазовый скарн | 1 | 68,22 | 0,41 | 17,66 | 0,73 | 0,70 | 1,20 | 6,72 | 6,21 | 1,44 |
| | 1г Теневой мигматит (гранит) | 1 | 72,11 | 0,41 | 12,57 | 0,60 | 0,53 | 0,30 | 1,63 | 3,10 | 7,22 |
| <i>Скарны обычного типа</i> | | | | | | | | | | | |
| Разрез II | 2а Диопсидовый сланец | 1 | 49,62 | 0,25 | 4,76 | 2,79 | 1,51 | 15,32 | 23,97 | 0,20 | 0,07 |
| | 2б Паргасито-диопсидовый скарн | 1 | 39,78 | 0,25 | 16,31 | 5,97 | 2,23 | 11,80 | 20,19 | 0,81 | 0,75 |
| | 2в Диопсидо-скаполитовый скарн | 1 | 49,34 | 0,23 | 18,18 | 2,00 | 1,22 | 6,25 | 13,88 | 2,50 | 1,30 |
| | 2г Диопсидо-олигоклазовый скарн | 1 | 61,44 | 0,27 | 21,41 | 0,59 | 0,25 | 0,20 | 6,17 | 5,99 | 1,22 |
| | 2д Гранитоид | 1 | 66,22 | 0,25 | 15,97 | 0,49 | 0,82 | 1,00 | 1,82 | 3,31 | 8,12 |
| Выборка | 1 Диопсидо-скаполитовый скарн (пластовый) | 3 | 48,26 | 0,47 | 11,11 | 2,42 | 6,06 | 6,38 | 21,09 | 1,69 | 0,47 |
| <i>Скарны базификационного типа</i> | | | | | | | | | | | |
| Выборка | 2 Диопсидовый сланец | 12 | 48,98 | 0,36 | 5,85 | 3,36 | 2,53 | 14,13 | 23,15 | 0,39 | 0,15 |
| | 3 Шпинелево-диопсидовый скарн | 10 | 43,35 | 0,50 | 13,05 | 4,71 | 2,47 | 13,28 | 21,29 | 0,33 | 0,17 |
| | 4 Паргасито-диопсидовый скарн | 7 | 45,94 | 0,37 | 9,87 | 3,47 | 3,18 | 15,03 | 19,33 | 0,86 | 0,97 |
| | 5 Флогопито-диопсидовый скарн | 6 | 46,14 | 0,51 | 10,08 | 2,71 | 3,62 | 16,79 | 15,81 | 0,58 | 2,75 |

Таблица 74

Содержания редких элементов в скарнах по диопсидовым сланцам (в тех же пробах, которые приведены в табл. 73)

| Проба | Число проб | Co | Ni | Co/Ni | Cr | V | Cr/V | Rb | K/Rb | Li | $\frac{Li \cdot 1000}{Mg}$ | Ba | Sr | Ba/Sr | |
|----------------------------------|------------|----|------|-------|-----|------|------|-----|------|------|----------------------------|------|---------|-------|-----|
| <i>Скарны мигматитового типа</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Разрез I | 1б | 1 | 1,0 | 3,0 | 0,3 | 1,3 | 12 | 9,2 | 12 | 69 | 46 | 1,1 | Не опр. | — | |
| | 1в | 1 | 2,0 | 1,0 | 2,0 | 1,0 | 8 | — | 23 | 520 | 9 | 1,2 | » | — | |
| | 1г | 1 | 1,0 | 1,6 | 0,6 | 1,0 | 76 | — | 232 | 258 | Не обн. | — | » | — | |
| <i>Скарны обычного типа</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Разрез II | 2а | 1 | 4,6 | 8,6 | 0,5 | 18,0 | 27 | 4,5 | 7 | 83 | 7 | 0,07 | 53 | 76 | 0,7 |
| | 2б | 1 | 7,4 | 14,5 | 0,5 | 7,6 | 39 | 5,4 | 20 | 311 | 5 | 0,07 | 500 | 270 | 1,8 |
| | 2в | 1 | 2,1 | 7,1 | 0,3 | 6,7 | 23 | 3,4 | Сл. | — | 16 | 0,43 | 1400 | 550 | 2,6 |
| | 2г | 1 | 1,2 | 4,0 | 0,3 | 5,5 | 9 | 1,6 | 5 | 2025 | 10 | 8,3 | 292 | 400 | 0,7 |
| | 2д | 1 | 1,2 | 3,0 | 0,4 | 5,2 | 14 | 2,7 | 190 | 354 | 4 | 0,6 | 2900 | 440 | 6,6 |
| Выборка | 1 | 9 | 12,0 | 20,0 | 0,6 | 37,0 | 54 | 1,5 | 20 | 145 | 29 | — | — | — | — |
| <i>Скарны базальтого типа</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Выборка | 2 | 49 | 7,5 | 14 | 0,5 | 23 | 35 | 4,5 | 12 | 400 | 11 | 0,13 | Не опр. | — | — |
| | 3 | 17 | 15,0 | 25 | 0,5 | 40 | 49 | 4,2 | 5 | 280 | 12 | 0,45 | » | » | — |
| | 4 | 12 | 9,0 | 22 | 0,4 | 36 | 52 | 4,5 | 30 | 270 | 9 | 0,10 | » | » | — |
| | 5 | 12 | 7,5 | 16 | 0,4 | 21 | 32 | 4,5 | 230 | 100 | 14 | 0,14 | » | » | — |

Примечание. Содержание элементов дано в г/т.

довые скарны по содержанию этих же элементов близки диопсидовым сланцам. Совсем не изменяются в скарнах базификатного типа содержания лития. Значительно увеличиваются концентрации рубидия лишь во флогопито-диопсидовых скарнах, в других скарнах они изменяются неоднозначно. Калий-рубидиевое же отношение увеличивается и в парагасито-диопсидовых, и в шпинелево-диопсидовых скарнах.

Скарнирование обычного типа проявляется на контактах диопсидовых сланцев с гранитами. Эти скарны широко распространены в участках глыбовых мигматитов. Для них характерно зональное строение: диопсидовый сланец; диопсио-паргаситовый скарн; диопсио-скаполитовый скарн; диопсио-олигоклазовый скарн; гранит.

К этому же типу скарнов относятся широко распространенные на Алданских флогопитовых месторождениях порфиробластовые, грубополосчатые и пятнисто-полосчатые диопсио-скаполитовые породы, не имеющие зонального строения и непосредственно переходящие в диопсио-калишпатовые мигматиты. В полях сплошной мигматизации с телами гранитов они нацело замещают пласти, сложенные диопсидовыми и диопсио-плагиоклазовыми сланцами. При этом за счет мономинеральных диопсидовых сланцев образуются порфиробластовые и пятнисто-полосчатые скарны, а за счет тонкополосчатых диопсио-плагиоклазовых сланцев — грубополосчатые.

Химические изменения при формировании зональных скарнов этого типа значительно различаются по зонам. Во внешней — диопсио-паргаситовой зоне очень четко проявляются химические тенденции, характерные для скарнирования базификатного типа; по сравнению со сланцами здесь уменьшается содержание кремния, кальция и магния, увеличивается концентрация щелочей, железа и алюминия, отмечается накопление кобальта, никеля, ванадия. Во внутренней — диопсио-олигоклазовой зоне ярко выражены химические тенденции мигматитового типа: кремния, щелочей, алюминия здесь больше, чем в исходных сланцах, а железа, магния и кальция меньше. Диопсио-скаполитовые скарны промежуточной зоны, а также незональные пластовые диопсио-скаполитовые породы отличаются от сланцев повышенным содержанием щелочей, алюминия и пониженным — кальция и магния. Кроме того, незональные диопсио-скаполитовые скарны несколько обеднены кремнием и обогащены редкими элементами группы железа.

Моноклинный пироксен присутствует во всех разновидностях скарнов в количестве от 30 до 80%. Он представлен двумя генерациями: мелкими (0,2—0,7 мм) зернами, обычно включенными в крупные кристаллы флогопита, скаполита, реже шпинели, и крупными (1,2—2,8 мм) кристаллами с ровными призматическими гранями и зубчатыми торцевыми окончаниями. В шлифах бесцветный, с $2V_{Ng}=59-60^\circ$ и сильной дисперсией оптических осей ($\rho > v$), причем одна оптическая ось диспергирует сильнее, чем другая. Химический состав его изменяется в широких пределах (табл. 75). Особенно большие вариации отмечаются в содержании глинозема. Самые высокие концентрации глинозема (6—10%) обнаружены в пироксенах, находящихся в парагенезисе со шпинелью. Механическое загрязнение проб пироксенов шпинелью исключено специальной очисткой. Следовательно, повышенная глиноземистость в данном случае является специфической особенностью этих пироксенов. Общая железистость пироксенов составляет в среднем 17%, изменяясь в отдельных пробах от 10 до 38%. Наиболее высокие значения характерны для пироксенов из парагенезисов с кислыми плагиоклазами и скаполитами.

По оптическим свойствам и химическому составу моноклинные пироксены скарнов по диопсидовым сланцам относятся к диопсидам с высоким содержанием фассаитового минерала. В целом они обнаруживают очень большое сходство с пироксенами исходных диопсидовых сланцев

Таблица 75

Химический состав пироксенов из скарнов по диопсидовым сланцам (I) и карбонатным породам (II)

| Компоненты | I | | | | | | | | | | II | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|---------------|---------------|----------------|------------------|-------------------|--------------------|--------------------|---------------|------------|-------------|---------------|----------------|----------------|-------------------|--|
| | 25—211 Ди+Ск | 22—229 Ди+Ск | Б-25 Ди+Ск | Б-41 Ди+Шп | Б-110 Ди+Шп | Б-51 Ди+Парг. | 15—29 Ди+Парг. | 25—210 Ди+Парг. | 22—230 Ди+Парг. | Ю-15 Ди+Фл | 2—76 Ди | 2—107 Ди | 2—81 Ди+Шп | 2—121 Ди+Шп | К-7-2 Ди+Шп | К-7-1 Ди+Парг. | |
| SiO ₂ | 48,61 | 52,29 | 45,64 | 46,02 | 47,44 | 48,88 | 47,56 | 50,31 | 51,74 | 50,24 | 51,20 | 51,14 | 51,50 | 51,06 | 49,43 | 51,20 | |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,30 | 0,70 | 0,82 | 0,70 | 0,40 | 0,35 | 0,34 | 0,44 | 0,40 | 0,65 | 0,24 | 0,39 | 0,63 | 0,55 | 0,26 | |
| Al ₂ O ₃ | 6,12 | 1,78 | 8,29 | 10,03 | 9,01 | 6,20 | 6,46 | 5,10 | 3,10 | 4,20 | 2,00 | 2,89 | 3,74 | 3,57 | 5,95 | 5,44 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,23 | 2,43 | 5,72 | 2,65 | 3,25 | 3,23 | 3,84 | 2,58 | 2,26 | 2,69 | 2,44 | 1,18 | 0,56 | 1,52 | 0,87 | 1,09 | |
| FeO | 4,79 | 4,42 | 5,48 | 3,58 | 2,37 | 1,80 | 1,34 | 1,01 | 1,62 | 1,24 | 0,71 | 0,39 | 0,39 | 0,49 | 0,72 | 0,72 | |
| MnO | 0,45 | 0,07 | 0,25 | 0,28 | 0,28 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,17 | 0,10 | 0,11 | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | |
| MgO | 13,50 | 14,30 | 9,88 | 12,39 | 12,98 | 14,57 | 14,60 | 15,40 | 15,30 | 15,53 | 15,40 | 17,82 | 17,82 | 18,19 | 16,13 | 15,72 | |
| CaO | 24,28 | 23,24 | 22,57 | 23,45 | 23,36 | 23,06 | 24,66 | 24,36 | 23,80 | 24,51 | 25,50 | 26,06 | 25,36 | 24,01 | 24,36 | 24,36 | |
| Na ₂ O | 0,34 | 0,47 | 0,42 | 0,20 | 0,42 | 0,26 | 0,46 | 0,15 | 0,41 | 0,34 | 0,20 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,24 | 0,43 | |
| K ₂ O | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | Не обн. | 0,07 | 0,08 | Не обн. | 0,05 | 0,02 | Не обн. | Не обн. | 0,11 | 0,09 | |
| П. п. п. | 0,80 | 0,85 | 0,60 | Не опр. | Не опр. | 0,20 | 0,90 | 0,51 | 0,50 | 0,81 | 0,46 | 0,57 | 0,29 | 0,74 | 1,08 | 0,70 | |
| Сумма . | 99,38 | 100,14 | 99,63 | 99,48 | 99,57 | 98,81 | 100,30 | 100,07 | 99,42 | 100,00 | 98,72 | 100,51 | 100,21 | 100,14 | 99,49 | 99,77 | |

Формульные коэффициенты (расчет на 4 катиона) и коэффициент железистости

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 1,82 | 1,96 | 1,78 | 1,71 | 1,76 | 1,82 | 1,76 | 1,85 | 1,92 | 1,85 | 1,91 | 1,85 | 1,86 | 1,85 | 1,82 | 1,88 |
| Al ^{IV} | 0,18 | 0,04 | 0,22 | 0,29 | 0,24 | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,08 | 0,15 | 0,09 | 0,12 | 0,14 | 0,15 | 0,18 | 0,12 |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | — | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Al ^{VI} | 0,09 | 0,04 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,09 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,03 | — | — | 0,02 | — | 0,08 | 0,11 |
| Fe ³⁺ | 0,09 | 0,07 | 0,16 | 0,07 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,03 |
| Fe ²⁺ | 0,04 | 0,13 | 0,17 | 0,11 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | — | 0,02 | 0,02 |
| Mn | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Mg | 0,76 | 0,80 | 0,56 | 0,69 | 0,72 | 0,81 | 0,80 | 0,85 | 0,84 | 0,85 | 0,87 | 0,97 | 0,95 | 0,99 | 0,88 | 0,86 |
| Ca | 0,98 | 0,92 | 0,91 | 0,93 | 0,93 | 0,92 | 0,98 | 0,96 | 0,94 | 0,97 | 1,02 | 1,01 | 0,98 | 0,94 | 0,96 | 0,96 |
| Na | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| K | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| %Fe | 0,15 | 0,20 | 0,38 | 0,21 | 0,19 | 0,15 | 0,45 | 0,41 | 0,12 | 0,42 | 0,09 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,06 |

Примечание. Пробы пироксенов 25-211, 22-229, 15-29, 25-210, 22-230, Ю-15, 2-76, 2-107, 2-81, 2-121 из скарнов Канкунского рудного поля; пробы Б-25, Б-41, Б-110, Б-51, К-7-2 и К-7-1 из скарнов Эльконского рудного поля.

и в то же время характеризуются значительно большими колебаниями химических составов в зависимости от парагенетических минеральных ассоциаций. В этом находит отражение специфика среды образования того или иного парагенезиса скарнов.

Шпинель в шпинелево-диопсидовых скарнах содержится в количестве 15—30%, участками до 50%. Она образует мелкие (0,3 мм) зерна в интерстициях кристаллов диопсида. Располагаясь вдоль границ зерен пироксена, мелкие зерна шпинели образуют в шлифах «кружевной» рисунок. Крупные выделения шпинели (1,5—20 мм) имеют извилистые очертания и зачастую содержат включения мелких округлых зерен пироксена. В штуфах шпинель черная с зеленоватым оттенком; в шлифах — темно-зеленая. В большинстве своем она содержит землистые массы рудного минерала. По химическому составу, согласно данным В. А. Галюка (1957), шпинель относится к плеонастам. Вдоль границ зерен диопсида и шпинели иногда можно наблюдать тонкие каемки паргасита.

Паргасит в тонкополосчатых паргасито-диопсидовых скарнах содержится в количестве 20—40%. В штуфе он черный. В шлифах — зеленый с хорошо выраженным плеохроизмом: || Ng — ярко-зеленый, с голубоватым оттенком; || Nm — зеленый; || Nr — светло-желтый. $2V_{Ng} = 63^\circ - 72^\circ$; $cNg = 23^\circ$; отчетливо $\rho > v$. Показатели преломления: $n_g = 1,664 - 1,667$, $n_m = 1,651 - 1,659$, $n_p = 1,645 - 1,649$.

Паргаситы из разных проб характеризуются очень близкими составами (табл. 76). В формульных единицах, рассчитанных по данным химических анализов, отмечаются высокие содержания алюминия в тетраэдрической позиции (2,07—2,17), примерно одинаковые количества атомов натрия и калия и высокие формульные коэффициенты у фтора.

Флогопит в полосчатых флогопито-диопсидовых скарнах составляет 20—40% их объема. Кроме того, он в сильно варьирующих количествах содержится в отдельных участках полосчатых паргасито-диопсидовых и массивных шпинелево-диопсидовых скарнов, где развивается по паргаситу или по шпинели. Размер листочеков флогопита изменяется в широких пределах: это либо мелкие чешуйки (по длиной оси 0,5—1,0 мм), обусловливающие лепидогранобластовую структуру флогопито-диопсидового скарна, либо крупные пойкилобласти с обильными включениями круглых зерен пироксена.

В штуфах флогопит имеет темно-бурую, почти черную, окраску. В шлифах обладает ясным плеохроизмом от коричневого || Ng до светло-желтого || Nr.

В таблице 77 приведены результаты химического анализа флогопитов из трех проб флогопито-диопсидовых полосчатых скарнов. В двух флогопитах из трех, как показывают расчеты формульных единиц, весь алюминий находится в тетраэдрической позиции. Общая железистость изменяется от 10 до 16%.

Обращает внимание, что из четырех главных цветных минералов скарнов по диопсидовым сланцам: диопсида, паргасита, шпинели и флогопита наибольшие вариации химических составов и свойств наблюдаются у диопсидов, находящихся в различных минеральных парагенезисах. В зависимости от того, с каким минералом в парагенезисе находится диопсид, особенно сильно меняются его глиноземистость и общая железистость. Другие цветные минералы скарнов характеризуются более устойчивыми химическими составами и свойствами. Так, если общая железистость диопсидов изменяется в пределах 10—38%, то паргаситов — лишь 17—20%, а флогопитов — от 10 до 16%.

Салические минералы в скарнах представлены плагиоклазами и скаполитами. Содержания их в породах 30—80 об. %. Состав плагиоклазов в разных скарнах изменяется от олигоклаза (с 23—25% апоритовой составляющей) до почти чистого апорита (80—90% An).

Таблица 76

Состав амфиболов из скарнов по диопсидовым сланцам (I) и по карбонатным породам (II)

| Компоненты | I | | | II | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| | Ю-5 | Ю-12 | 25-195 | 15-70 | 2-121 | 2-110 | K-7-2 | K-7-1 |
| SiO ₂ | 39,88 | 40,44 | 40,28 | 41,24 | 39,64 | 40,64 | 42,27 | 42,21 |
| TiO ₂ | 0,75 | 0,75 | 0,79 | 1,00 | 0,68 | 0,93 | 0,79 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 15,97 | 14,61 | 15,29 | 15,00 | 15,80 | 15,22 | 15,44 | 16,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,40 | 4,51 | 3,90 | 4,30 | 2,89 | 3,43 | 2,02 | 2,45 |
| FeO | 3,23 | 2,16 | 3,05 | 0,54 | 0,77 | 1,74 | 0,54 | 0,90 |
| MnO | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | Сл. | 0,02 |
| MgO | 15,90 | 17,09 | 15,95 | 18,60 | 19,24 | 18,93 | 18,66 | 18,49 |
| CaO | 13,22 | 13,51 | 13,48 | 14,56 | 12,47 | 12,90 | 13,88 | 12,92 |
| Na ₂ O | 1,76 | 2,03 | 1,76 | 2,16 | 1,89 | 1,89 | 1,96 | 1,96 |
| K ₂ O | 2,71 | 2,59 | 2,77 | 4,40 | 2,05 | 2,05 | 1,81 | 2,05 |
| H ₂ O+ | 0,96 | 0,87 | 0,84 | | | | 1,61 | 1,07 |
| H ₂ O— | 0,41 | 0,05 | 0,56 | | | | 0,05 | 0,05 |
| Н. п. п. | | | | 3,94 | 5,60 | 2,08 | | |
| F | 1,75 | 1,70 | 1,60 | | 4,60 | 0,85 | 0,90 | 1,07 |
| Сумма (с попр. на F) | 100,31 | 99,70 | 99,69 | 99,80 | 100,41 | 99,49 | 99,56 | 99,44 |

Формульные коэффициенты (расчет на 13 катионов)

| | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 5,83 | 5,91 | 5,93 | 6,03 | 5,71 | 5,78 | 6,05 | 5,96 |
| AlIV | 2,17 | 2,09 | 2,07 | 1,97 | 2,29 | 2,22 | 1,95 | 2,04 |
| AlVI | 0,58 | 0,43 | 0,57 | 0,62 | 0,39 | 0,32 | 0,65 | 0,74 |
| Ti | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,04 |
| Fe ³⁺ | 0,48 | 0,50 | 0,43 | 0,44 | 0,31 | 0,37 | 0,22 | 0,23 |
| Fe ²⁺ | 0,39 | 0,26 | 0,38 | 0,07 | 0,09 | 0,21 | 0,06 | 0,11 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | | | | |
| Mg | 3,46 | 3,72 | 3,50 | 4,05 | 4,13 | 4,00 | 3,98 | 3,89 |
| Ca | 2,08 | 2,11 | 2,12 | 2,28 | 1,92 | 1,96 | 2,13 | 1,95 |
| Na | 0,50 | 0,58 | 0,50 | 0,60 | 0,52 | 0,52 | 0,55 | 0,53 |
| K | 0,51 | 0,48 | 0,52 | 0,26 | 0,37 | 0,37 | 0,33 | 0,37 |
| F | 0,81 | 0,79 | 0,75 | | 0,73 | 0,38 | 0,42 | 0,40 |
| OH | 1,28 | 0,85 | 1,32 | | | | 1,53 | 1,01 |

Примечание. Ю-9, Ю-12 — месторождение Южное; 25-195, 15-70 — Канкунское флогопитоносное поле; 2-121, 2-110 — месторождение Федоровское; K-7-2, K-7-1 — Элькоинское флогопитоносное поле.

Скаполит в тонкополосчатых разновидностях скарнов обладает такой же степенью идиоморфизма и размерами, как и пироксен, благодаря чему структура этих пород является типичной гранобластовой. В более грубополосчатых и пятнисто-полосчатых диопсида-скаполитовых скарнах зерна скаполита варьируют по размерам от 0,5 мм до 15 мм, имеют извилистые очертания и содержат большое количество мелких округлых включений пироксена и темноокрашенного сфена. В порфиробластовых породах выделения скаполита достигают размеров 10×16 см. Эти гигантокристаллы в сечении имеют форму прямоугольников с неровными, извилистыми контурами. Центральные части кристаллов не содержат включений, а краевые содержат мелкие зерна диопсида и сфена. Количество включений резко увеличивается по мере приближения к границе кристалла.

Согласно диаграмме, отражающей зависимость между составами скаполитов и их показателями преломления (Дир, Хаун, Зусман, 1966),

Таблица 77

Составы флогопитов из скарнов по диопсидовым сланцам (I) и по карбонатным породам (II)

| Компоненты | I | | | II | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|---------|---------|-------|
| | Ю-15 | Ю-4а | 4-248в | 15-51 | 2-78 | 2-80 |
| SiO ₂ | 37,62 | 38,92 | 39,15 | 38,18 | 39,22 | 39,22 |
| TiO ₂ | 0,69 | 0,57 | 0,55 | 0,83 | 0,34 | 0,86 |
| Al ₂ O ₃ | 14,95 | 14,36 | 13,76 | 15,04 | 15,21 | 15,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,70 | 2,60 | 2,45 | 0,48 | 0,77 | 0,86 |
| FeO | 1,72 | 4,94 | 2,69 | 0,54 | 0,54 | 0,72 |
| MnO | 0,07 | 0,04 | 0,06 | Не обн. | Не обн. | 0,01 |
| MgO | 24,97 | 22,72 | 24,80 | 26,60 | 26,06 | 25,55 |
| CaO | 0,37 | 0,05 | 0,11 | 0,19 | 0,91 | 0,14 |
| Na ₂ O | 0,39 | 0,34 | 0,92 | 0,88 | 0,42 | 0,83 |
| K ₂ O | 9,87 | 9,52 | 10,35 | 9,51 | 10,35 | 10,23 |
| F | 1,78 | 1,75 | 3,49 | 2,08 | 1,95 | 2,15 |
| И. п. п. | 4,71 | 4,75 | 2,90 | 6,50 | 5,00 | 5,05 |
| Сумма (с попр. на F) | 100,09 | 99,81 | 99,76 | 99,95 | 99,95 | 99,90 |
| H ₂ O [±] | | | 2,05 | 3,90 | | 2,76 |

Формульные коэффициенты (расчет на 7 катионов)

| | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 2,71 | 2,82 | 2,83 | 2,76 | 2,82 | 2,83 |
| Al ^{IV} | 1,27 | 1,18 | 1,17 | 1,24 | 1,18 | 1,17 |
| Al ^{VI} | — | 0,05 | — | 0,04 | 0,12 | 0,12 |
| Ti | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,05 |
| Fe ³⁺ | 0,20 | 0,16 | 0,14 | 0,03 | 0,04 | 0,05 |
| Fe ²⁺ | 0,40 | 0,30 | 0,46 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| Mn | — | — | — | — | — | — |
| Mg | 2,68 | 2,46 | 2,67 | 2,86 | 2,80 | 2,74 |
| Ca | 0,03 | — | 0,01 | 0,01 | 0,07 | 0,01 |
| Na | 0,05 | 0,05 | 0,13 | 0,12 | 0,06 | 0,11 |
| K | 0,91 | 0,90 | 0,95 | 0,87 | 0,95 | 0,95 |
| F | 0,40 | 0,40 | 0,80 | 0,48 | 0,44 | 0,49 |
| OH | 1,60 | 1,56 | 1,07 | 1,52 | 1,37 | 1,33 |

Примечание. Ю-15, Ю-4а — месторождение Южное; 4-248в — Канунский район; 15-51 — месторождение Южное, кр. № 15; 2-78 и 2-80 — месторождение Федоровское.

скаполиты полосчатых и пятнисто-полосчатых скарнов относятся к мицдонаитам, содержащим 57—70% мейонитового минерала ($\frac{n_0+n_e}{2}$ изменяется в пределах 1,561—1,570), а порфиробласти — к мейонитам ($\frac{n_0+n_e}{2} = 1,581$).

Аксессорные минералы — магнетит и апатит, в единичных зернах присутствуют во всех разновидностях скарнов; сфеи постоянно обнаруживаются в разнообразных диопсио-скаполитовых породах.

Скарны по карбонатным породам

Изучению карбонатных пород и скарнов, формирующихся за их счет, уделено особое внимание, поскольку именно этим породам традиционно приписывается решающая роль в образовании флогопитовых месторождений. В том случае, когда карбонатные породы встречаются в пределах месторождений лишь в виде разобщенных мелких линз в пластах диопсидовых сланцев, считается, что это реликты, а пироксеновые породы являются аподоломитовыми образованиями.

Наши исследования на Канкунском, Эльконском и Верхне-Эмельджакском слюдоносных полях показывают, что карбонатные породы, подобно существенно цироксеновым породам и другим образованиям, занимают вполне закономерное место во всех генетических группах горных пород. К группе кристаллических сланцев относятся форстеритовые кальцифиры, диопсидо-кальцитовые сланцы (кальцифиры) и доломитовые мраморы, являющиеся продуктами глубокого метаморфизма (гранулитовая фация) карбонатных осадков. Ко второй генетической группе относятся разнообразные продукты ультратемпературных преобразований в карбонатных породах. Они представлены скарнами и скарнированными карбонатными породами. На некоторых участках флогопитовых месторождений довольно широко развиты также породы следующей генетической группы — постмагматические карбонатные метасоматиты.

Из пород ранней генетической группы на флогопитоносных полях наибольшим распространением пользуются форстеритовые кальцифиры. Как указывалось выше, они слагают линзовидные тела среди кристаллических сланцев литологической группы Д. Необходимо отметить, что почти повсеместно форстеритовые кальцифиры в той или иной степени оказываются измененными или хотя бы перекристаллизованными под влиянием более поздних процессов.

На этапе ультратемпературного преобразования за счет кальцифиров и мраморов развиваются скарнированные карбонатные породы и скарны. В карбонатных породах также выделено два типа скарнирования: скарнирование базификатного типа и скарнирование обычного типа.

Скарны базификатного типа образуют правильные согласные зоны на контакте форстеритовых кальцифиров с мигматизированными плагиосланцами, или же в пластах скарнированных кальцифиров ими могут быть сложены полосы и зоны, не всегда имеющие согласное залегание по отношению к контактам пласта кальцифиров с пластами сланцев.

В первом случае зональность этих скарнов выглядит следующим образом: форстеритовый кальцифир; перекристаллизованный и скарнированный кальцифир; шпинелево-диопсидовый скарн; паргасито-диопсидовый скарн; мигматит (мигматизированный сланец).

Во втором случае внутренние части полос и зон скарнов среди скарнированных кальцифиров имеют паргасито-диопсидовый состав, а внешние — шпинелево-диопсидовый. В отдельных участках пласти и линзы форстеритовых кальцифиров нацело превращаются в скарнированные кальцифиры и скарны этого типа.

Скарнирование обычного типа в кальцифирах наблюдается на контакте гранитных тел, внедренных в пласти и линзы форстеритовых кальцифиров. Такие скарны сравнительно редки и представляют собой маломощные образования. На контактах с согласными и кососекущими гранитными телами они зачастую представлены лишь единственной мономинеральной диопсидовой зоной. От мономинерального цироксенового сланца эта порода отличается главным образом светлой (серовато-зеленой) окраской диопсида. При пересечении кальцифиров маломощными дайками ортотектитов возникают зональные скарны: скарнированный форстеритовый кальцифир; диопсидовый скарн; паргасито-диопсидовый скарн; диопсида-скаполитовый скарн; ортотектит.

Общая мощность всех этих скарнов 10—40 см. Скарнированный форстеритовый кальцифир по сравнению с исходным форстеритовым кальцифиром представляет собой более меланократовую породу из-за увеличения количества новообразованных форстерита и шпинели, а также из-за появления бесцветного или зеленоватого диопсида, флогопита и паргасита. Форстерит скарнированных кальцифиров замещается темно-зеленым серпентином в отличие от светлого, желтого или зеленовато-жел-

того серпентина, замещающего форстерит кальцифиров, не затронутых скарнированием.

Шпинелево-диопсидовый скарн — это массивная очень плотная порода голубовато-серого цвета, на 95—98% сложенная диопсидом. На шпинель приходится только 5—2% объема породы. Размер зерен диопсида 0,5—0,8 мм. Зерна шпинели гораздо меньше по размерам: в среднем 0,1—0,2 мм. Шпинель имеет синеватый или голубой цвет. Распределена в породе неравномерно.

Паргасито-диопсидовый скарн — зеленовато-серая мелкозернистая или среднезернистая порода. Диопсид этой породы не отличается от диопсида шпинелево-диопсидового скарна. Паргасит образует длиннопризматические кристаллы серовато-зеленоватого цвета.

Диопсило-скаполитовый скарн — плотная мелко- и среднезернистая порода белого цвета.

Во всех скарнах базификатного и обычного типа по сравнению с исходными форстеритовыми кальцифирами при скарнировании увеличиваются содержания кремнезема, глиноzemа, железа и щелочей и уменьшаются концентрации магния и кальция (табл. 78). В скарнах увеличиваются также содержания всех редких элементов группы железа. При этом отмечается уменьшение Co/Ni отношения и увеличение V/Cr .

Особенности химических изменений при скарнировании карбонатных пород совмещают в себе черты химических изменений, характерных для процессов как мигматизации, так и базификации. С процессами мигматизации их сближает увеличение в скарнах содержаний кремния, щелочей, V/Cr отношения и уменьшение концентраций магния и кальция, с базификатами — увеличение содержаний железа и редких элементов группы железа.

Сравнение одноименных скарнов, формирующихся за счет диопсидовых сланцев и за счет кальцифиров, позволяет выявить между ними существенные различия. Прежде всего эти образования значительно отличаются друг от друга уже макроскопически, по своему виду. Первые представляют собой темноокрашенные породы — зеленый диопсид, черный паргасит, темно-зеленая, почти черная, шпинель и темно-бурый флогопит, вторые — светлоокрашенные (слагающие их минералы окрашены в светлые серовато-зеленые тона). Значительные различия выявляются и в их химическом составе. В какой-то мере химические различия могут быть обусловлены вариациями количественных соотношений пордообразующих минералов. Однако все скарны по диопсидовым сланцам постоянно содержат больше железа, чем аналогичные скарны по форстеритовым кальцифирам. Особенно наглядно различия между теми и другими скарнами выявляются при сопоставлении составов слагающих их минералов.

Все проанализированные диопсиды, паргаситы и флогопиты из скарнов по диопсидовым сланцам отличаются от этих же минералов скарнов по карбонатным породам более высокими содержаниями железа и пониженными магния и кальция. Все цветные минералы из скарнов по диопсидовым сланцам характеризуются более высокими коэффициентами общей железистости: самые низкие значения этого коэффициента у минералов скарнов по диопсидовым сланцам выше самых высоких его значений у соответствующих минералов из скарнов по карбонатным породам. Отличительной особенностью состава диопсидов из скарнов по карбонатным породам является также более низкий средний уровень содержаний глиноzemа и меньшие его вариации в отдельных пробах, а состава паргаситов — более низкие концентрации калия.

Несмотря на отмеченные различия, скарнирование во всех случаях совмещает черты, свойственные как мигматизации, так и базификации. С мигматизацией скарнирование сближает:

Таблица 78

Химический состав скарнов по карбонатным породам

| Проба | Порода | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | CO ₂ | Co | Ni | CO/Ni | Cr | V | V/Cr |
|----------------------------------|---------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-----------------|-----|-----|-------|-----|------|------|
| | | вес % | | | | | | | | | | г/т | г/т | г/т | г/т | г/т | |
| <i>Скарны обычного типа</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Эм-1 | Форстеритовый кальци- фири | 4,59 | 0,09 | 1,13 | 0,24 | 0,43 | 22,60 | 29,13 | 0,04 | 0,04 | 41,00 | <1 | <1 | 1,0 | 6 | 5,5 | 0,9 |
| Эм-2 | Диоцсидовый скарн | 51,00 | 0,27 | 5,44 | 1,46 | 0,94 | 16,30 | 24,08 | 0,27 | 0,08 | | 4 | 6 | 0,7 | 12 | 14,0 | 1,2 |
| Эм-3 | Паргасито-диопсидовый скарн | 50,72 | 0,28 | 6,46 | 1,56 | 0,94 | 15,80 | 23,80 | 0,31 | 0,08 | | 3 | 5 | 0,6 | 10 | 15,0 | 1,5 |
| Эм-4 | Диоцисидо-скаполитовый скарн | 46,83 | 0,28 | 14,79 | 0,90 | 1,15 | 9,59 | 23,42 | 0,83 | 0,43 | | 4 | 8 | 0,5 | 8 | 14,5 | 1,8 |
| Эм-5 | Гранит | 64,22 | 0,26 | 17,68 | 0,35 | 0,62 | 0,61 | 2,38 | 3,38 | 9,63 | | 4 | 6 | 0,7 | 4 | 4,5 | 1,1 |
| <i>Скарны базификатного типа</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| кБ-1 | Шпинелево-диопсидовый скарн | 44,00 | 0,27 | 9,72 | 1,90 | 0,36 | 17,37 | 22,68 | 0,22 | 0,40 | | 2,2 | 10 | 0,2 | 15 | 40 | 2,6 |
| кБ-2 | Паргасито-диопсидовый скарн | 46,14 | 0,10 | 10,62 | 2,96 | 1,10 | 16,46 | 19,32 | 1,03 | 0,93 | | 3,3 | 24 | 0,14 | 46 | 80 | 2,0 |

- 1) общая тенденция к выравниванию составов пород: по мере развития процесса их состав приближается к гранитному;
- 2) привнос щелочей и вынос оснований, главным образом магния и кальция;
- 3) привнос кремния при формировании скарнов по карбонатным породам и внутренних зон скарнов по диопсидовым сланцам.

Сходство с базификатами определяется:

- 1) особенностями минерального и химического состава скарнов;
- 2) накоплением железа во внешних зонах;
- 3) уменьшением содержаний кремния в скарнах по диопсидовым сланцам.

Специфической особенностью скарнирования является интенсивный привнос алюминия, содержание которого в скарнах выше, чем в исходных породах, и, как правило, выше, чем в мигматитах и гранитах. Поведение редких элементов также отражает как мигматитовую, так и базификатную тенденции. В скарнах мигматитового типа отчетливее проявлена первая тенденция, в скарнах базификатного типа — вторая. В скарнах обычного типа для внутренних зон характерна первая тенденция, для внешних — вторая.

Эти особенности в сочетании с особенностями химизма создают впечатление, что образование скарнов обычного типа связано с последовательным проявлением сперва базификации (с образованием внешних зон), а затем мигматизации (с образованием внутренних зон). Такое зональное распределение и временная последовательность базификации и мигматизации характерны для разнообразных кристаллических сланцев, и в этом отношении специфические породы группы Д — кальцифиры и диопсидовые сланцы — не исключение. В общем же скарнирование приводит к широкому развитию высокомагнезиальных алюмосиликатных пород.

Если учесть, что участки интенсивного развития скарнов обычно насыщены также гранитными телами и пространственно приурочены к зонам разрывных нарушений, то следует признать, что скарны — химически и механически наиболее благоприятная среда для развития ослюдениния. Действительно, все известные в Центрально-Алданском горнопромышленном районе флогопитовые месторождения тяготеют к зонам и участкам развития скарнов. Уже отмечалось, что флогопит может формироваться в процессе скарнирования диопсидовых сланцев, но такой флогопит не имеет промышленного значения. По-видимому, в незначительных количествах мелкочешуйчатый флогопит образуется и при скарнировании карбонатных пород: во всех скарнированных кальцифирах присутствуют мелкие чешуйки равномерно распределенного светло-желтого или бесцветного флогопита. Такой же флогопит наблюдается и в различных скарнах по карбонатным породам. В последнем случае для флогопита характерны реакционные взаимоотношения с минералами скарнов. В большинстве случаев однозначно решить вопрос, образовался ли такой флогопит в процессе скарнирования кальцифириров или он является продуктом более поздних процессов, не представляется возможным. Но во всех случаях, когда удается это установить, флогопит, образующийся в процессах скарнирования, не дает скоплений промышленного значения.

Результаты крупномасштабного картирования, проведенного на Канкунской и Эльконской группах флогопитовых месторождений, показывают также, что в пределах основных слюдоносных полей кальцифиры и скарны по ним имеют крайне незначительное распространение: от тысячных долей процента площади «продуктивных» горизонтов на Канкунских месторождениях до двух процентов в Эльконском слюдоносном поле. К тому же основная часть промышленных слюдоносных зон расположена на участках, где кальцифиры отсутствуют. Более того, в участках, где

отмечается увеличение массы кальцифиров за счет других пород, наблюдается резкое снижение слюдоносности. Эта закономерность давно замечена работниками геологоразведочной службы. В пределах промышленных слюдоносных зон никогда также не встречаются реликты кальцифиров, на что еще раньше обратил внимание С. П. Мурзаев (1962). Все это позволяет сделать вывод о том, что кальцифиры не могли играть существенной роли в формировании промышленных рудных тел.

Мнение о решающей роли в размещении слюдоносных тел пластовых диопсидовых пород (сланцев) было высказано В. А. Галюком (1957). К такому же выводу пришли Е. С. Швецов и С. П. Механопин (1962). Изложенный выше материал также свидетельствует, что диопсидовые сланцы и продукты их ультраметаморфических преобразований — скарны — пользуются на Центрально-Алданских флогопитовых месторождениях широким распространением и по химическому составу представляют благоприятную среду для формирования слюдоносных тел.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Постмагматический этап на флогопитовых месторождениях фиксируется весьма четко благодаря широкому развитию собственно флогопитоносных диопсидовых пород. Всестороннее изучение этих образований производилось многими исследователями (Лицарев, 1961; Мурзаев, 1966; Михайлов, 1973). Относительно времени их формирования все исследователи единодушны: постоянно отмечается наложение метасоматитов с промышленным ослаждением на парагенезисы кристаллических сланцев, мигматитов и гранитов.

На Алданских флогопитовых месторождениях выделяются два морфологических типа тел, сложенных постмагматическими метасоматическими породами: 1) зоны и тела пластовой и неправильной формы и 2) жилы.

Зоны, а также пластовой и неправильной формы тела флогопитоносных метасоматитов развиваются в пределах пластов мономинеральных диопсидовых сланцев, и особенно интенсивно в тех участках, где диопсидовые сланцы предварительно скарнированы. Зоны постмагматического метасоматоза могут захватить не только диопсидовые сланцы, но и скарны по карбонатным породам и участки базифицированных плагиосланцев, прилегающие к пластам диопсидовых сланцев. В силу этих обстоятельств тела постмагматических метасоматитов могут залегать согласно с пластами вмещающих их сланцев или же занимать кососекущее по отношению к слоистости пород положение. При этом они очень часто размещаются в тех же кососекущих зонах или на их продолжении, к которым приурочены разнообразные гранитоиды.

Такие тела метасоматитов нередко прослеживаются на 300—350 м и имеют мощность до 20 м. Они сложены массивными крупнозернистыми пироксеновыми породами с флогопитом, паргаситом, магнетитом, шпинелью, скаполитом и кальцитом и содержат большое количество реликтовых участков среднезернистых диопсидовых сланцев, полосчатых паргасито-пироксеновых пород, плагиосланцев, гранитоидов и других метасоматических пород магматического этапа. Это обусловливает гнездово-прожилковую текстуру пластовых тел и зон: участки новообразований в них — грубозернистых пироксено-скаполитовых, паргасито-пироксеновых, флогопито-пироксеновых пород, а также мономинеральных гнезд флогопита, паргасита, иногда магнетита, кальцита и апатита, чередуются с реликтовыми блоками пород ранних генетических групп. Какой-либо постоянной закономерности в размещении новообразований в пределах таких тел не устанавливается. Метасоматические преобразования на постмагматическом этапе сопровождались перекристаллизацией, которая обусловила появление крупных кристаллов флогопита, паргасита, шпинели, диопсида. Определяющая роль перекристаллизации в образовании крупных кристаллов на Алданских флогопитовых месторождениях убедительно показана С. П. Мурзаевым (1966).

Другой морфологический тип постмагматических пироксеновых метасоматитов — жилы — на Алданских месторождениях не имеет самостоятельного промышленного значения. Жилы метасоматитов могут располагаться

таться в любых породах, но они всегда сопряжены с рассмотренными ранее зонами. Для жил характерно отчетливо выраженное зональное строение. Внешние их части образованы диопсидо-скаполитовыми породами, центральные — флогопитом, иногда с кальцитом, который появляется только вблизи кальцифиров. Между скаполито-диопсидовой и кальцито-флогопитовой зонами нередко располагается зона паргасито-диопсидовой породы. В этой же промежуточной зоне в некоторых случаях отмечается шпинель, которая корродируется паргаситом. Довольно часто наблюдаются жилы, в которых центральная часть сложена крупнокристаллической паргасито-диопсидовой породой и флогопит отсутствует. Наиболее полная характеристика различных типов зональности флогопитовых жил приведена в работе М. А. Лицарева (1961).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

По минеральному и химическому составу метасоматические породы постмагматического этапа сходны со скарнами, образовавшимися по диопсидовым сланцам и кальцифирам на предыдущем этапе. Собственно минеральные преобразования при формировании метасоматитов пластовых тел, зон и тел неправильной формы сводятся в основном к перекристаллизации и укрупнению минералов скарнов и диопсидовых сланцев и развитию флогопита. Химический состав исходных пород при этом существенно не изменяется. Приведенный в табл. 79 химический состав гигантозернистых пород постмагматического этапа не отличается от состава скарнов базификатного типа, за счет которых они главным образом и сформировались (см. табл. 73). То же можно сказать и в отношении редкозлементного состава метасоматитов: содержания редких элементов в них (табл. 80) аналогичны таковым в скарнах соответствующего состава (см. табл. 74). В постмагматических метасоматитах отмечается лишь некоторое увеличение содержаний калия, рубидия и бария и уменьшение стронция. Что же касается метасоматических пород, участвующих в строении флогопитовых жил, то для них обнаруживаются значительные различия в химическом и редкозлементном составе в зависимости от вмещающих пород (табл. 81). Породы жилы, секущей мигматит, содержат железа и редких элементов группы железа меньше, чем аналогичные по минеральному составу породы жилы, залегающей в мигматизированном сланце. Особенность наблюдения над протяженными жилами, которые пересекают чередующиеся тела скарнированных диопсидовых сланцев и мигматитов. В пределах пластов скарнированных сланцев жила прослеживается как участок укрупненных кристаллов этого же скарна и разрастающихся кристаллов флогопита. В пределах же тела мигматитов эта же жила приобретает четко выраженное зональное строение.

Главными минералами, участвующими в строении тел постмагматических метасоматитов, являются диопсид, флогопит, паргасит, реже встречаются шпинель, скаполит, кальцит, апатит. Кальцит в постмагматических метасоматитах в значительных количествах появляется лишь вблизи линз и прошлактов кальцифиров.

Диопсид постоянно присутствует в постмагматических метасоматитах. Им сложены крупно- и гигантозернистые мономинеральные участки. Он встречается также в срастаниях с крупными кристаллами паргасита, шпинели, флогопита, скаполита. В ассоциации с кальцитом в гнездах и центральных частях жил диопсид образует крупные хорошо ограниченные кристаллы. Цвет диопсида меняется от светло-зеленого до ярко-зеленого. Наиболее темноокрашенные кристаллы пироксена в шлифах имеют светло-зеленую окраску со слабо выраженным плеохроизмом.

Таблица 79

10 Заказ № 448

Химический состав постмагматических метасоматитов, вес.%

| Порода | Проба | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|---|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Паргасито-диопсидовая (с флогопитом) | 107 | 45,42 | 0,55 | 8,66 | 2,60 | 2,77 | 0,42 | 15,10 | 22,01 | 0,88 | 0,61 | 0,30 | 1,54 | 100,56 |
| | Б-207 | 45,75 | 0,43 | 9,57 | 3,80 | 2,87 | 0,13 | 15,32 | 18,23 | 0,68 | 1,20 | 0,17 | 0,97 | 99,12 |
| | Б-208 | 44,79 | 0,50 | 11,25 | 3,99 | 3,32 | 0,14 | 14,92 | 17,38 | 0,72 | 1,44 | 0,19 | 1,04 | 99,64 |
| | Б-209 | 43,49 | 0,58 | 13,47 | 3,92 | 4,22 | 0,14 | 15,12 | 14,30 | 1,06 | 2,29 | 0,18 | 1,38 | 100,15 |
| Флогопито-диопсидовая | 109 | 46,10 | 0,50 | 7,99 | 2,26 | 2,89 | 0,08 | 17,94 | 17,16 | 0,59 | 2,59 | 0,24 | 1,24 | 99,58 |
| | Б-216 | 48,39 | 0,36 | 7,29 | 2,65 | 2,69 | 0,42 | 16,10 | 19,63 | 0,32 | 1,06 | 0,05 | 0,76 | 99,42 |

Таблица 80

Содержание редких элементов и их отношения в постмагматических метасоматитах

| Порода | Число проб | Co | Ni | Co/Ni | Cr | V | V/Cr | Rb | K/Rb | Li | Ba | Sr | Ba/Sr |
|--|------------|-------------|-------------|----------------|------------|-------------|-----------------|----------------|---------------|-------------|------------------|----------------|----------------|
| Паргасито-диопсидовая с флогопитом | 6 | 8 4,6—12 | 17 10—28 | 0,5 0,4—0,7 | 38 7—80 | 47 31—69 | 2,3 0,5—7,4 | 17 5—25 | 294 24—480 | 26 18—39 | 238 85—340 | 143 140—150 | 1,6 0,6—2,4 |
| Флогопито-диопсидовая | 4 | 9 2—19 | 8 1—12 | 1,4 0,4—1,6 | 8 2—21 | 28 16—46 | 7,0 1,4—18,4 | 318 316—320 | 101 91—112 | 12 7—20 | 2550 450—4800 | 83 20—120 | 80 40—120 |
| (Саполито)-паргасито-диопсидово-флогопитовая | 1 | 4,5 | 15 | 0,3 | 70 | 36 | 0,5 | 240 | 96 | 20 | 4200 | 170 | 24 |

Примечание. Содержание элементов дано в г/т.

Таблица 81

Химический состав пород, участвующих в строении флогопитоносной жилы

| Проба | Порода | вес. % | | | | | | | | | | | | П. п. | Сумма | Co | Ni | Cr | V | V/Gr |
|---|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|-------|------|------|-----|------|------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | г/т | | Co/Ni | г/т | | | | |
| <i>Породы жилы, секущей диопсидовые мигматиты (Канкунское рудное поле)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Л-277-1 | Мигматит | 63,79 | 0,37 | 17,93 | 0,36 | 0,21 | 0,01 | 0,22 | 0,97 | 1,39 | 13,51 | 0,09 | 0,70 | 99,53 | 1,5 | 8,0 | 0,49 | 1,2 | 6,0 | 5,0 |
| Л-277-2а | Диопсидо-скаполитовая (симплектит) | 48,50 | 0,26 | 13,14 | 1,23 | 1,58 | 0,09 | 9,88 | 21,10 | 1,19 | 0,83 | 0,10 | 1,26 | 99,16 | 3,2 | 9,0 | 0,35 | 3,0 | 12,0 | 4,0 |
| Л-277-2б | Диопсидо-скаполитовая (гранобластовая) | 48,33 | 0,33 | 10,65 | 1,90 | 1,87 | 0,11 | 11,82 | 21,10 | 1,03 | 0,93 | 0,20 | 1,25 | 99,52 | 4,5 | 12,0 | 0,37 | 2,5 | 25,0 | 10,0 |
| Л-277-3 | Мелкозернистая флогопи- тизированная паргаси- то-диопсидовая с еди- ничными зернами шпинели | 48,60 | 0,36 | 7,65 | 1,31 | 2,59 | 0,41 | 15,85 | 19,92 | 0,53 | 1,20 | 0,07 | 1,30 | 99,49 | 6,9 | 10,0 | 0,69 | 4,8 | 26,0 | 5,4 |
| Л-277-4 | Крупнозернистая флого- пито-диопсидовая с шаргаситом | 49,80 | 0,36 | 4,88 | 1,16 | 2,51 | 0,12 | 16,43 | 21,80 | 0,50 | 2,00 | 0,08 | 0,96 | 100,59 | 8,0 | 11,0 | 0,77 | 2,6 | 25,0 | 9,6 |
| <i>Породы жилы, секущей мигматизированные диопсидовые плагиосланцы (Эльконское рудное поле)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| B-62 | Мигматизированный ди- опсидовый плагиосланец | 56,00 | 0,68 | 14,00 | 2,47 | 2,66 | 0,01 | 3,40 | 10,04 | 1,35 | 8,40 | 0,45 | 1,19 | 100,35 | 13 | 39 | 0,33 | 93 | 100 | 1,07 |
| B-61 | Диопсидо-скаполитовая | 48,30 | 0,59 | 12,60 | 3,38 | 3,46 | 0,19 | 6,30 | 20,60 | 1,76 | 2,64 | 0,04 | 2,60 | 100,36 | 17 | 39 | 0,43 | 110 | 110 | 1,00 |
| B-60 | Паргасито-диопсидовая | 44,40 | 0,53 | 9,36 | 5,50 | 3,67 | 0,20 | 13,00 | 20,00 | 0,95 | 1,26 | 0,03 | 1,42 | 100,32 | 15 | 22 | 0,68 | 95 | 68 | 0,71 |
| B-59 | Флогопито-паргаситовая (центральная часть жилы) | 41,50 | 0,53 | 13,32 | 5,48 | 3,96 | 0,45 | 14,40 | 14,84 | 1,28 | 2,64 | 0,01 | 2,37 | 100,48 | 14 | 20 | 0,70 | 76 | 58 | 0,76 |

По оптическим свойствам ($n_g=1,703-1,714$, $n_p=1,673-1,686$, $cNg=38-44^\circ$, $2V_{Ng}=59-68^\circ$ и $\rho > \nu$) и химическому составу (табл. 82) этот пироксен является типичным диопсидом, лишь с несколько повышенным содержанием глинозема. Расчет кристаллохимической формулы показывает, что основная часть глинозема здесь присутствует в четверной координации. Анализ содержаний редких элементов группы железа в пробе Ю-17 дал следующие результаты (в г/т): Со — 9,0, Ni — 13,5, Cr — 44,5 и V — 51,0. В целом диопсиды по химическому составу обнаруживают

Таблица 82

Химический состав минералов из постмагматических метасоматитов

| Компоненты | Диопсиды | | | Паргаситы | | Флогопиты | | | |
|--------------------------------|----------|---------|---------|-----------|-------|-----------|--------|--------|-------|
| | Ю-16 | Ю-17д | 15—45 | Ю-19 | Ю-18 | Ю-17д | Ю-18 | 15—44 | 4—36 |
| SiO ₂ | 50,18 | 51,72 | 51,42 | 37,86 | 40,10 | 39,20 | 38,20 | 39,30 | 39,06 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,24 | 0,20 | 1,02 | 0,63 | 0,57 | 0,58 | 0,33 | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 4,08 | 2,46 | 1,40 | 16,82 | 14,27 | 13,85 | 15,12 | 13,25 | 14,19 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,60 | 1,73 | 1,81 | 4,36 | 4,92 | 2,30 | 2,40 | 2,46 | 2,64 |
| FeO | 1,34 | 2,01 | 1,43 | 2,77 | 2,01 | 2,42 | 2,33 | 1,80 | 2,60 |
| MnO | 0,10 | 0,10 | 0,15 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,05 |
| MgO | 16,58 | 16,62 | 16,50 | 16,71 | 17,07 | 24,34 | 23,66 | 25,68 | 24,54 |
| CaO | 24,19 | 23,89 | 24,50 | 12,89 | 13,49 | 0,05 | 0,16 | 0,02 | 0,12 |
| Na ₂ O | 0,34 | 0,38 | 0,23 | 1,49 | 1,62 | 0,43 | 0,43 | 0,74 | 0,34 |
| K ₂ O | Не обн. | Не обн. | 0,05 | 2,53 | 2,53 | 10,47 | 9,87 | 9,87 | 9,63 |
| П. п. п. | 0,74 | 0,91 | 1,42 | 3,40 | 3,34 | 3,90 | 5,03 | 4,75 | 4,40 |
| F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 1,08 | 1,44 | 4,25 | 3,93 | 3,33 | 3,48 |
| Сумма (с попр. на F)... | 100,33 | 100,06 | 99,11 | 100,57 | 99,46 | 100,04 | 100,10 | 100,16 | 99,97 |

Формульные коэффициенты и коэффициент железистости

| | | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 1,84 | 1,91 | 1,92 | 5,54 | 5,91 | 2,86 | 2,80 | 2,84 | 2,82 |
| Al ^{IV} | 0,16 | 0,09 | 0,06 | 2,46 | 2,09 | 1,14 | 1,20 | 1,13 | 1,20 |
| Al ^{VI} | 0,01 | 0,02 | — | 0,43 | 0,39 | 0,05 | 0,15 | — | 0,01 |
| Ti | 0,01 | — | 0,01 | 0,11 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 |
| Fe ³⁺ | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,48 | 0,54 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,14 |
| Fe ²⁺ | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,34 | 0,25 | 0,15 | 0,14 | 0,11 | 0,16 |
| Mn | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| Mg | 0,91 | 0,92 | 0,92 | 3,63 | 3,74 | 2,64 | 2,55 | 2,77 | 2,64 |
| Ca | 0,95 | 0,95 | 0,99 | 2,02 | 2,13 | — | 0,01 | — | 0,01 |
| Na | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,42 | 0,46 | 0,06 | 0,06 | 0,10 | 0,05 |
| K | — | — | — | 0,47 | 0,47 | 0,97 | 0,98 | 0,91 | 0,89 |
| F | | | | 0,50 | 0,67 | 1,00 | 0,91 | 0,76 | 0,80 |
| χ_{Fe} | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,18 | 0,17 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,10 |

П р и м е ч а н и е. Ю-16 — крупнокристаллическая флогопито-диопсидовая порода в плашевом теле; Ю-17д — крупные кристаллы диопсида и флогопита из гнезда в шпинелево-пироксеновом скарне, месторождение Южное, карьер 4; Ю-18 — крупные кристаллы паргасита и флогопита из центральной части жилы в мигматизированных сланцах, месторождение Южное; 15-44 и 15-45 — флогопит и диопсид из крупнозернистой диопсида-флогопитово-кальцитовой породы, Канунский район, карьер 15; 4—236 — флогопит из центральной части промышленной жилы, месторождение Южное; Ю-19 — крупнокристаллическое паргаситовое «гнездо» в скарнированном диопсидовом сланце, месторождение Южное.

очень большое сходство с диопсидами скарнов, за счет которых в основном и формируются постмагматические флогопитоносные породы.

Флого́пит — важнейший минерал постмагматических метасоматитов. В подавляющей массе он представлен пластинами с неровными краями или плохо образованными кристаллами, которые находятся в срастании с диопсидом или же слагают мономинеральные гнезда и жилоподобные выделения в зонах и телах неправильной формы, а также выполняют центральные части жил. Реже встречаются хорошо образованные кристаллы флогопита. Они приурочены к кальцитсодержащим участкам флогопитоносных тел. Флогопит резорбирует все другие минералы метасоматитов. Только кальцит занимает промежутки между кристаллами флогопита и проникает по их спайности. В силу этого во флогопите постоянно наблюдаются самые разнообразные включения, чаще всего мелкие зерна диопсида, апатита, реже паргасита, разноориентированных мелких пластинок флогопита, зерен шпинели. Зерна шпинели окружены зачастую тонкой паргаситовой каймой.

Цвет флогопита варьирует от светло-желтого до зеленовато-коричневого и бурого. Наиболее светлые окраски флогопита наблюдаются в метасоматитах, развивающихся за счет скарнированных кальцифиров, наиболее темные — в жилах, размещающихся в меланократовых основных кристаллических сланцах. Темноокрашенные разности флогопита в шлифах плеохроируют от светло-коричневого || Ng до бесцветного || Nr.

По содержанию всех главных элементов флогопиты метасоматитов (см. табл. 82) очень близки к флогопитам из флогопито-диопсидовых скарнов по диопсидовым сланцам (см. табл. 77). Единственное ярко выраженное отличие состоит в том, что содержания фтора во флогопитах из постмагматических метасоматитов значительно выше его концентраций во флогопитах из скарнов. Общая железистость проанализированных флогопитов равна 8—10%. Именно такого состава флогопиты пользуются на Алданских месторождениях самым широким распространением.

В целом вариации химического состава флогопитов сводятся к вариациям их железистости, которая обнаруживает отчетливую зависимость от железистости исходных пород.

Паргасит в постмагматических метасоматитах на Алданских флогопитовых месторождениях — один из наиболее широко распространенных минералов. Обычно в срастании с диопсидом он образует крупнозернистые паргасито-диопсидовые породы. Крупные кристаллы паргасита наблюдаются также в виде гнездообразных скоплений или заполняют центральные части жил. Наиболее часто встречающимися формами выделений паргасита являются крупные порфиробласти, содержащие многочисленные включения зерен диопсида, скаполита, апатита и раннего паргасита, а также крупные кристаллы, иногда с хорошей огранкой и трубой продольной штриховкой на гранях. Цвет паргаситов меняется от зеленовато-серого в метасоматитах за счет скарнов по карбонатным породам до черного в метасоматитах за счет скарнов по диопсидовым сланцам. В шлифах темноокрашенные разности паргасита плеохроируют от зеленого || Ng до светло-желтого || Nr.

По химическому составу паргаситы из метасоматитов (см. табл. 82) сходны с паргаситами из паргасито-диопсидовых скарнов по диопсидовым сланцам (см. табл. 76). Характерная их особенность — высокое содержание фтора. По сравнению с ассоцииирующими с ними диопсидами и флогопитами паргаситы характеризуются самой высокой общей железистостью.

Скаполит также относится к довольно широко распространенным минералам. Он в ассоциации с диопсидом образует внешнюю диопсидо-скаполитовую зону флогопитоносных жил. Иногда образует гнезда или прожилки. Редко встречается в виде хорошо образованных кристаллов в существенно кальцитовых гнездах. Цвет неизмененных скаполитов белый с желтоватым или сероватым оттенком. Сильно изменен-

ные разности зачастую имеют яркую розовато-сиреневую окраску. По данным М. А. Лицарева (1961), все скаполиты флогопитоносных метасоматитов относятся к мицонитам.

Апатит сравнительно часто образует в породах постмагматического этапа крупные кристаллы голубого цвета. На месторождении Ново-Надежное присутствуют огромные кристаллы сургучно-красного апатита.

В заключение следует подчеркнуть, что состав главных минералов, слагающих постмагматические метасоматиты: диопсида, флогопита и паргасита — обнаруживает тесную зависимость от химического состава исходных пород. Главными особенностями постмагматических метасоматитов являются, таким образом, локальность развития и отсутствие отчетливой геохимической специфики. Для большинства химических элементов характерно лишь местное перераспределение. Флогопит широко развивается только в специфических по составу породах — скарнах базификатного типа, обогащенных одновременно алюминием и магнием. Все это свидетельствует о том, что развитие промышленного флогопита — местный, локальный процесс, связанный с переходом неоднородной скарновой системы, сформировавшейся на этапе ультраметаморфизма, на новый температурный уровень и стимулированный изменением геологического-структурных условий.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА

Закономерности, определяющие локализацию промышленных скоплений флогопита, удобно рассмотреть на примере типичного в геологическом отношении участка — восточной части Канкунского флогопитоносного поля. Здесь расположена Федоровская группа месторождений (Федоровское, Южное, Озерное и Бурдыхлайское), которая в настоящее время является наиболее крупным и перспективным промышленным объектом.

Федоровская группа месторождений расположена на южной переклиниали Нижне-Тимтонского купола (см. рис. 1). Основной складчатой структурой слюдоносного поля является Федоровская синклиналь — крупная асимметричная складка субширотного простирания (см. рис. 16). Осевая плоскость синклинали круто наклонена на север, шарнир в пределах Федоровской группы месторождений полого погружается на запад. Крылья синклинали осложнены дисгармоничными складками. Форма осложняющих складок веерообразная, крылья их тесно прижаты, мощность пород в крыльях уменьшена за счет перетекания материала в замки складок.

Наиболее интенсивно смята грубослоистая пачка диопсидовых сланцев IV₂, залегающая среди относительно однородных пачек существенно роговообманковых плагиосланцев. В северном, крутопадающем крыле Федоровской синклинали дисгармоничные складки имеют относительно небольшие размеры: ширину (кратчайшее расстояние между замками сопряженных синклинали и антиклинали) 10—20 м и амплитуду (кратчайшее расстояние между шарнирами антиклинали и синклинали) 15—25 м. В южном крыле синклинали осложняющие складки расположены почти непрерывной серией, причем размеры их закономерно увеличиваются с востока на запад. Осевые плоскости складок имеют падение на север, шарниры полого погружаются в западном направлении. С юга к синклинали примыкает Бурдыхлайская горст-антиклиналь, на крыльях и в замке которой также картируются осложняющие дисгармоничные складки.

На крыльях складок, на границе антиклиналей и синклиналей располагаются системы разрывных нарушений, перемещение по ним совпадает

по знаку с движением масс в соседних складчатых структурах. Наиболее крупные разрывы этого типа — сопряженные с Федоровской синклиналью субширотные крутые сдвиги-взбросы с вертикальной составляющей до 130 м. Сдвиги-взбросы на всем протяжении фиксируются широкими зонами мигматитов и гранитов. Перистые трещины, связанные с этими разрывами, развиваются преимущественно в висячем боку и приурочены к коротким крыльям дисгармоничных складок. Перистыми трещинами контролируется размещение зон сетчатых и глыбовых мигматитов, даек гранитов и ортотектитов и тел постмагматических флогопитоносных метасоматитов. Часто все эти образования располагаются в одном и том же разрыве.

Самым значительным в Федоровской группе является Южное месторождение. Оно приурочено к гирлянде дисгармоничных складок южного крыла Федоровской синклиналии. Размеры складок изменяются дискретно; так же дискретно изменяются размеры и запасы флогопита в приуроченных к ним слюдоносных зонах (табл. 83). Мелкие складки с амплитудами 12—35 м и наиболее крупная (с амплитудой 200 м) контролируют мелкие слюдоносные зоны. Крупнейшие в слюдоносном поле рудные тела приурочены к складкам, которые имеют амплитуду 130—150 м и ширину 25—30 м. Рудные тела непосредственно контролируются участками пересечения пластов диопсидовых сланцев двумя системами кососекущих разрывов, протяженность которых достигает 700 м при ширине до 30 м. С востока на запад и снизу вверх в зонах кососекущих разрывов наблюдается четкая смена пород: ортотектиты или граниты → глыбовые и сетчатые мигматиты → флогопитоносные метасоматиты.

Особенности геологического строения и закономерности размещения промышленного ослюдинения, установленные для Федоровской группы месторождений, характерны для всех слюдоносных полей Алдана (Родионов, Роненсон, 1972; Роненсон, Ройзенман, 1970). Важнейшей закономерностью следует считать размещение промышленных слюдоносных тел на пересечении пластов диопсидовых сланцев зонами глыбовых и сетчатых мигматитов. Можно себе представить пять вариантов такого пересечения и, следовательно, пять структурных типов месторождений флогопита.

1. Месторождения на пересечении мигматитами моноклинально залегающего пласта. В этом случае месторождение состоит из одной залежи, имеющей склонение, параллельное линии пересечения. Размеры залежи тем больше, чем мощнее пласт диопсидовых сланцев, шире зона мигматитов и меньше угол их встречи.

2. Месторождения на пересечении зоной мигматитов крыльев открытой синклиналии. На размер месторождения, кроме отмеченных уже факторов, влияет крутизна складки: в крутой складке рудное тело короче и выклинивается на глубине скорее.

Таблица 83

Размеры слюдоносных зон (I) и контролирующих их складок (II) на Южном месторождении флогопита, м

| Рудная зона (с востока на запад) | Запасы флогопита (тыс. т) | I | | | II | | | | отношение амплитуды к ширине |
|----------------------------------|---------------------------|--------------|----------|-------|-----------|--------|---------------|--|------------------------------|
| | | по вертикали | мощность | длина | амплитуда | ширина | видимая длина | | |
| VIII—XV | 0,3 | 60 | 8 | 85 | 35 | 21 | 140 | | 1,7 |
| XIV—XVI—XVII | 20 | 80 | 25 | 305 | 126 | 31 | 320 | | 4,1 |
| VII | 0,1 | 30 | 6 | 30 | 12 | 7 | 60 | | 1,7 |
| Без номера | 0,6 | 30 | 10 | 40 | 31 | 15 | 130 | | 2,1 |
| I—VI, XIII | 43 | 165 | 20 | 300 | 148 | 24 | 330 | | 6,2 |
| Va | 0,2 | 35 | 6 | 55 | 22 | 10 | 110 | | 2,2 |
| X—XI, II, III—V | 1,0 | 30 | 12 | 162 | 200 | 80 | 420 | | 2,5 |

3. Месторождения при залегании зоны мигматитов вдоль поверхности отслоения в замке антиклинали. Слюдоносные залежи при этом имеют седловидную форму и пологое склонение, параллельное шарниру складки.

4. Месторождения при залегании мигматитов вдоль осевой плоскости складки. В этом случае протяженность слюдоносного тела по падению ограничена мощностью пласта диопсидовых сланцев, но в направлении склонения, параллельного шарниру складки, может быть значительной.

5. Месторождения при залегании мигматитов по кососекущим разрывам в крыльях дисгармоничных закрытых складок. Разрывы такого типа редко пересекают складки насквозь, поэтому размеры флогопитоносных тел, при прочих равных условиях, определяются глубиной проникновения зоны мигматитов в диопсидовые сланцы, а это, в свою очередь, зависит от размеров и формы складки. Оптимальной формой складок является веерообразная с опрокинутым залеганием и примерно одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей. Наиболее крупные слюдоносные залежи контролируются складками с амплитудой 120—150 м и шириной 25—30 м. Меньшие по размерам складки, имеющие обычно изоклинальную форму, и более крупные относительно открытые структуры существенно менее продуктивны. В «оптимальных» структурах, видимо, наиболее удачно реализуются возможности многократного повторения на относительно небольшом участке пластов диопсидовых сланцев и возникновения сближенных пересекающихся зон глыбовых мигматитов. Кроме того, в подобных узлах, как правило, образуются многочисленные и довольно протяженные поперечные разрывы, к которым приурочены флогопитоносные жилы, нередко существенно увеличивающие запасы месторождений.

Флогопитоносные поля Алдана представляют сближенные в пространстве закономерные сочетания рассмотренных единичных структур. Закономерности этих сочетаний обусловлены развитием более крупных складок, размеры которых измеряются километрами. К числу таких складок принадлежат Федоровская, Эльконская, Каталахская синклинали, Эмельджакская антиклиналь и другие структуры, по имени которых названы флогопитоносные поля Алдана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерная для Центрально-Алданского горнопромышленного района постоянная приуроченность всех флогопитовых проявлений и месторождений к строго определенной толще пород — федоровской свите, отмечаемая всеми исследователями, не может быть случайной.

Специфика федоровской свиты состоит прежде всего в том, что в ней абсолютно преобладают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации породы основного состава, в большинстве своем представленные бескварцевыми разновидностями. Преобладающие разновидности относятся к двум литологическим типам пород. Это магнезиально-железистые бескварцевые амфиболсодержащие плагиосланцы, слагающие в районе флогопитовых месторождений 80% разреза федоровской свиты, и магнезиально-известковистые диопсидсодержащие безамфиболовые сланцы и кальцифиры, на долю которых приходится около 20% разреза. Литологические разновидности обоих типов статистически закономерно чередуются по стратиграфической вертикали. Анализ ритмического строения свиты с учетом закономерных изменений химического и редкоэлементного состава стратиграфических подразделений (элементов ритма), а также изучение минеральных ассоциаций кристаллических сланцев показывают, что в литологическом типе диопсидсодержащих безамфиболовых сланцев и кальцифиров вполне закономерно появление такой специфической разновидности, как мономинеральные диопсидовые сланцы, называемые некоторыми исследователями «диопсидитами». Наличие именно этих пород в дальнейшем оказывает решающее влияние на формирование и распределение флогопитовых месторождений. Диопсидовые сланцы в совокупности с такими разновидностями, как флогопито-диопсидовые плагиосланцы, диопсидовые плагиосланцы и кальцифиры, объединяемые в одну литологическую группу (Д), образуют пласты, которые хорошо прослеживаются по простирианию, закономерно чередуются с пластами других кристаллических сланцев и четко отражают складчатый рисунок выходов федоровской свиты. На общем фоне кристаллических сланцев федоровской свиты диопсидовые сланцы выделяются самым высоким содержанием кальция и магния и представляют собой породы ультраосновного состава. Вместе с тем, по сравнению с другими породами свиты, они обогащены редкими элементами, характерными для основных пород, в частности кобальтом, никелем, хромом, ванадием. Пониженные содержания этих и большинства других редких элементов свойственны и другим разновидностям сланцев литологической группы Д. Эта особенность подчеркивает генетическое единство всех образований, включенных в группу Д, несмотря на существенные вариации их химического состава.

Повсеместно в породах федоровской свиты широко развиты процессы ультраметаморфизма. Они проявляются как региональный метасоматоз, происходящий в температурных условиях амфиболитовой фации и сопровождающийся интенсивным обменом вещества. Эти процессы во времени приурочены к завершающим этапам складчатости и пространственно контролируются крупными зонами соскладчатых разрывных нарушений. Во всех кристаллических сланцах федоровской свиты, за исключением диопсидовых сланцев и кальцифиров, с процессами ультраметаморфизма связано два типа сопряженных преобразований:

мигматизация и базификация. Интенсивная мигматизация приводит к образованию обширных зон и полей мигматитов и завершается плавлением метасоматически преобразованных пород и кристаллизацией возникших гранитных расплавов на месте или после перемещения вдоль ослабленных зон. Базификация проявляется локально. Ее продукты — меланократовые существенно роговообманковые и диопсидовые породы — развиты в периферических частях мигматитовых полей и зон. Характерная особенность базификаторов — высокое содержание магния. Благодаря такой особенности базификаторы могут быть благоприятной средой для флогопитообразования. В незначительных количествах мелкочешуйчатый флогопит образуется уже в процессе базификации. Но масштабы этого явления очень малы, кроме того, базификация в пределах федоровской свиты носит локальный характер, поэтому закономерен следующий вывод: в Центрально-Алданском горнопромышленном районе невозможно образование крупных флогопитовых месторождений в генетической связи с базификацией. К такому же выводу ранее пришел С. П. Мурзаев (1962).

С ультраметаморфизмом в карбонатных породах (кальцифирах) и сланцах ультраосновного состава (диопсидовых и частично диопсидо-плагиоклазовых) в федоровской свите связано образование специфических пород, по минеральному и химическому составу соответствующих магнезиальным скарнам и околоскарновым породам магматической стадии. Благодаря своему химическому и минеральному составу, в первую очередь высоким содержаниям магния, алюминия и кремния, эти породы, как и базификаторы, служат благоприятной основой для образования флогопита. Мелкочешуйчатый флогопит в значительных количествах образуется уже в процессе скарнирования.

В отличие от базификаторов скарны на флогопитоносных полях пользуются очень широким распространением. Ими зачастую почти нацело замещены пласты диопсидовых сланцев и ассоциирующих с ними диопсидовых плагиосланцев и кальцифиров. В результате в «продуктивных горизонтах» формируются пластовые тела «диопсидовых пород», которые характеризуются строгой стратиграфической приуроченностью и издавна считаются надежным поисковым признаком на флогопит.

Собственно флогопитоносными являются постмагматические метасоматиты. Эти образования развиты только в пределах флогопитовых месторождений и находятся в тесной пространственной связи со скарнами. Минеральные преобразования при их формировании сводятся в основном к перекристаллизации и укрупнению существующих минералов скарнов без заметного изменения их состава и к развитию флогопита, замещающего диопсид, шпинель, паргасит и реже скаполит. Постмагматические флогопитоносные метасоматиты не имеют собственной геохимической специфики, поэтому образование флогопита не сопровождается появлением особых редкоэлементных ореолов.

Итак, пироксеновые флогопитоносные метасоматиты, несущие флогопитовое оруденение, возникают в результате процессов ультраметаморфизма и постмагматического метасоматоза в специфических по составу кристаллических сланцах. Между составом исходных пород, характером проявления ультраметаморфизма и постмагматического метасоматоза и флогопитообразованием существуют сложные причинно-следственные связи. Формирование промышленных месторождений флогопита обусловлено рядом взаимосвязанных геологических факторов; при этом литолого-стратиграфические факторы и факторы, связанные с процессами ультраметаморфизма, определяют появление флогопита как минерала и тем самым указывают на возможность образования месторождения. Возникновение же флогопитоносных тел, их форма, размеры и положение в пространстве при прочих благоприятных условиях полностью определяются тектонической, и в первую очередь складчатой, структурой.

ЛИТЕРАТУРА

- Аренс А. Х. Возможное значение редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород.— В кн. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Тр. симпозиума. Изд-во АН СССР, 1959, с. 57—63.
- Боголюбова Г. Ф. и Боголюбов А. Н. Закономерности размещения рудных тел во флогопитоносных полях Алдана по данным комплексной геолого-геофизической съемки и вопросы поиском слепых зон ослаждения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 410—419.
- Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., «Недра», 1968, 175 с.
- Бурков В. В. Стронций.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 133—161.
- Веревкин Н. И., Егин В. И., Заблоцкий Е. М., Энтин А. Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита.— В кн. Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 5—14.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Вистелиус А. Б. К вопросу о механизме слоеобразования.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 65, № 2, с. 191—194.
- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Случайный процесс.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 12, с. 3—10.
- Вистелиус А. Б. Основные типы математических решений задач современной геологии.— «Разведка и охрана недр», 1964, № 6, с. 18—25.
- Вистелиус А. Б., Фаас А. В. О характеристиках чередования слоев в разрезе некоторых осадочных толщ.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 3, с. 629—632.
- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, 278 с.
- Волкова Н. В., Брандт С. Б. Применение калий-аргоновых изохрон к определению абсолютного возраста пород Федоровской группы флогопитовых месторождений (Алдан).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970, с. 213—217.
- Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения.— «Труды МГРИ», 1967, № 31, с. 102—129.
- Галюк В. А., Шмакин Б. М. Шпинели флогопитовых месторождений Южной Якутии.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1961, сер. 2, ч. 90, вып. 6, с. 643—652.
- Геологический словарь. Т. 1. Госгеолтехиздат, 1960, 445 с.
- Герлинг Э. К., Искандерова А. Д., Левченков О. А., Михайлов Д. А. О возрасте мраморов джелтулинской и иенгрской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1397—1400.
- Даминова А. М. О классификации интрузивных горных пород.— «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1972, т. 47, № 8, с. 86—88.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Заусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965, 406 с.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Заусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966, 317 с.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 454 с.
- Добрецов Н. Л., Ренердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, 432 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972, 286 с.
- Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов.— «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1968, т. 43, № 1, с. 97—111.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрая Алданского горнопромышленного района.— «Труды ЛАГЕД», 1959, вып. 8, с. 5—331.
- Дядькина И. Я., Орлова М. П. Типы месторождений флогопита.— «Сов. геология», 1974, № 4, с. 14—25.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963, 428 с.

Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. Госгеолтехиздат, 1963, 27 с.

Закруткин В. В. Амфиболы из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 9, с. 72—80.

Каденский А. А. Об условиях метаморфизма и ультратемпературного архейских пород Алданского щита.— «Изв. АН СССР Сер. геол.», 1956, № 9, с. 66—73.

Калинин П. В., Галюк В. А., Лазденек Г. Ф., Роненсон Б. М., Фоменков Б. Л., Шмакин Б. М. Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований.— В кн.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 46—63.

Катченков С. М. Средние содержания некоторых малых элементов в главных типах осадочных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 391—397.

Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 227—242.

Кицул В. И. Кристаллооптические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгрской серии и унгиринского комплекса Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966₁, с. 183—203.

Кицул В. И. Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород иенгрской серии Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966₂, с. 203—221.

Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгиринского комплекса Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966₃, с. 233—240.

Кицул В. И. Химические анализы биотитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгиринского комплекса Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966₄, с. 241—245.

Клековкин Н. Ф., Горшков Г. С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита.— «Труды Алданской геологоразвед. эксп.», 1944, вып. 1, с. 41—74.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— «Труды ЦНИИГРИ», 1936₁, вып. 86, 73 с.

Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1936 (2), ч. 65, вып. 2, с. 247—277.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. ОНТИ, 1937, с. 93—115.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.— «Труды ИГИ АН СССР. Петр. сер.», 1945, вып. 61, 110 с.

Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд. АН СССР, 1946, с. 242—261.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— «Труды ИГИ АН СССР. Петр. сер.», 1947, вып. 29, № 10, 164 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.

Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 63—85.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезиса минералов. М., «Наука», 1973, 288 с.

Кориковский С. П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезис кальциевых амфиболов.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 138—164.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970, 312 с.

Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 898—901.

Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовский С. С., Галибин В. А. Эволюция вещества при ультратемпературном архейском метаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972, 180с.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969, 141 с.

Лазебник К. А. К петрохимической характеристике гранитоидов иенгрской серии Алданского щита.— В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964, с. 138—151.

- Лицарев М. А.** Генезис флогопитовых месторождений Алдана.—«Труды. ИГЕМ», Изд-во АН СССР, 1961, вып. 67, 167 с.
- Лицарев М. А.** Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 340—372.
- Максимов Е. А., Угрюмов А. Н.** Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 51—58.
- Маракушев А. А.** Парагенезис пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита.— В кн.: Физико-химические проблемы образования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, с. 265—282.
- Маракушев А. А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.
- Менерт К.** Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 328 с.
- Михайлов Д. А.** Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембра. Л., «Наука», 1973, 142 с.
- Мурзаев С. И.** К дискуссии по проблеме формирования и размещения флогопитовых месторождений Алдана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Изд-во АН СССР, 1962, с. 396—399.
- Мурзаев С. П.** Метасоматическая зональность флогопитовых месторождений Алдана.— В кн.: Геология и петрология докембра Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Ортенберг Н. А., Ройзенман В. М.** Статистические методы при изучении сложно-слоистых метаморфических толщ глубокого докембра (на примере федоровской свиты алданского архея).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 10, с. 33—41.
- Павловский Е. В.** Новые данные по геологии и флогопитоносности юга Якутской АССР.— «Труды Алданской геологоразвед. эксп.», 1944, вып. 1, с. 75—93.
- Перчук Л. Л.** Равновесия пордообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.
- Перчук Л. Л.** Существующие минералы. Л., «Недра», 1971, 424 с.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А.** Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 106—116.
- Петрова З. И., Пожарицкая Л. К.** Геохимические особенности палингенных гранитоидов в древних глубокометаморфизованных толщах (на примере Алдана).— В кн.: Ежегодник СиБГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970, с. 125—128.
- Петрова З. И., Глазунова А. Д., Ройзенман В. М.** Первичная природа кристаллических сланцев федоровской свиты (Алдан) по геохимическим данным.— В кн. Ежегодник СиБГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970, с. 129—133.
- Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Андронов В. В., Роненсон Б. М., Утенков В. А.** Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 148—158.
- Петрова З. И., Левицкий В. И., Глазунова А. Д.** Изменение состава амфиболов в процессах высокотемпературного регионального метасоматоза.— В кн.: Ежегодник СиБГЕОХИ, 1971. Новосибирск, 1972, с. 172—176.
- Платен Г.** Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.
- Половинкина Ю. И.** Ультраметаморфический петрогенезис в древних кристаллических массивах.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, Изд. АН АзербССР, 1969, с. 470—472.
- Ривлина Т. С.** К стохастической модели словообразования.— В кн.: Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968, с. 149—157.
- Родионов Г. Г., Роненсон Б. М.** Оценка месторождений при поисках и разведке.— В кн.: Слюдя. М., «Недра», 1972, 216 с.
- Ройзенман В. М.** Литология и стратиграфия федоровской свиты (Алданский щит).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 10, с. 24—33.
- Роненсон Б. М.** Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрезов в толщах кристаллических сланцев.— «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1961, т. 36, с. 59—75.
- Роненсон Б. М., Ройзенман В. М.** Типы тектонических структур флогопитовых месторождений Алдана.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 1, с. 56—61.
- Рош (де ля) Х.** Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории.— В кн.: I Международный гео-

- химический конгресс. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, т. 3, кн. 1, с. 263—290.
- Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород алданского комплекса.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 2, с. 407—410.
- Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз и некоторые вопросы основного фронта.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.
- Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование.—«Вестник ЛГУ», 1959, № 6, с. 51—62.
- Судовиков Н. Г., Климов Л. В., Михайлов Д. А. О закономерностях распределении флогопитовых месторождений в архее Алдана.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., Изд. АН СССР, 1962, с. 385—395.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 231 с.
- Таусон Л. В. Факторы геохимической истории некоторых редких элементов в гранитном магматическом процессе.—«Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1319.
- Тейлор С. Геохимия андезитов.—В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
- Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений. М.—Л., АН СССР, 1958, 254с.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Мельникова Г. Л., Зыков С. И., Чупахин М. С. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса.—«Геохимия», 1967, № 3, с. 284—290.
- Утенков В. А. Ассоциации амфиболсодержащих кристаллических сланцев флогопитовых месторождений Алдана.—«Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 9, с. 53—61.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971, 346с.
- Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Распределение ряда химических элементов в основных типах осадочных пород на территории Латвии.—«Изв. АН Латв. ССР», 1968, № 7, с. 52—63.
- Фоменков Б. П. Геолого-структурные типы месторождений флогопита и их промышленная оценка.—«Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 8, с. 52—59.
- Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность среднего течения реки Куранах (Алданский район ЯАССР).—«Труды Алданской геолого-развед. эксп.», 1944, вып. 1, с. 11—40.
- Фролова Н. В., Клековкин И. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки Алданских месторождений флогопита.—«Труды Алданской экспедиции». 1945, вып. 2, с. 113.
- Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите.—В кн.: Проблемы изучения геологии докембра. Л., «Наука», 1967, с. 135—149.
- Хейканен К. П. Некоторые черты динамики осадконакопления в средне- и верхнеятульском бассейне Центральной Карелии.—«Сов. геология», 1964, № 12, с. 58—69.
- Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита.—В кн.: Проблемы изучения геологии докембра. Л., «Наука», 1967, с. 104—110.
- Черкасов Р. Ф. Закономерности и прогноз флогопитоносности Алдана. В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 143—148.
- Швецов Е. С., Механошиц А. П. Закономерности размещения флогопитовых месторождений в Алданской флогопитоносной провинции.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 373—384.
- Шмакин Б. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане.—«Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 10, с. 46—60.
- Эйтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции.—В кн.: Геология и петрология докембра Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 85—92.
- Эрланк А. Связь между содержаниями калия и рубидия в земных породах.—В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 70—88.
- Якжин А. А. Флогопитовые месторождения бассейна реки Куранах в районе Алданской плиты.—В кн.: Матер. по геологии Вост. Сибири. вып. 15, 1939, 128с.
- Cheminée J. L. Geochimie des Laves.—In: Rapp. nat. trav. franc. 1963—1966. Paris, 1967, p. 300—305.
- Danchin R. V. Chromium and nickel in the Fig Tree shale from South Africa.—«Science», 1967, vol. 158, № 3798, p. 261—262.

Kabata-Pendias A. Pierwiastki śladowe w utworach triasu z niektórych otworów wiertniczych Polski północnej i północnoveszchodniej.— «Biul. Inst. geol.», 1967, № 213, p. 85—112.

Leake B. E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles.— «Amer. Mineralogist», 1965, vol. 50, № 7—8, p. 843—851.

Lessing P., Decker R. W., Reynolds R. C., Jr. Potassium and rubidium distributions in Hawaiian lavas.— «Journ. Geophys. Res.», 1963, vol. 68, № 20 p. 5851—5855.

McDougall I., Compston W. Strontium isotope compositions and potassium/rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez, Indian Ocean.— «Nature», 1965, vol. 207, № 4994, p. 252—253.

Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwest Finland.— «Bull. Commiss. geol. Finlande», 1958, № 181, 137 p.

Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, vol. 28, p. 1273—1285.

Taulor S. R., Maureen Kaye, White A. J. R., Duncan A. R. and Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, vol. 33, № 2, p. 275—286.

Turekian K., Wedepohl K. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, vol. 72, № 2, p. 175—191.

Turnock A. C. Spinels. Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1958, 134p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Кристаллические сланцы федоровской свиты | 8 |
| Предварительные замечания | 8 |
| Амфиболсодержащие плагиосланцы | 10 |
| Бескварцевые безамфиболовые основные сланцы и плагиосланцы | 31 |
| Кальцифиры | 41 |
| Кварцсодержащие безамфиболовые основные плагиосланцы | 43 |
| Геохимические особенности кристаллических сланцев | 48 |
| Закономерности распределения редких элементов группы железа (Co, Ni, Cr, V) | 48 |
| Закономерности распределения щелочных редких элементов (Rb и Li) | 60 |
| Закономерности распределения Ba и Sr | 63 |
| Стратиграфия федоровской свиты | 68 |
| Обоснование стратиграфического расчленения | 68 |
| Стратиграфия федоровской свиты в стратотипической местности | 73 |
| Количественная характеристика стратотипа федоровской свиты | 75 |
| Устойчивость стратиграфических подразделений по латерали | 78 |
| Породы, образующиеся при ультраметаморфизме | 81 |
| Мигматиты | 82 |
| Мигматиты I этапа | 83 |
| Мигматиты II этапа | 96 |
| Базификаты | 106 |
| Граниты | 113 |
| Скарны | 120 |
| Скарны по силикатным породам | 122 |
| Скарны по карбонатным породам | 129 |
| Постмагматические метасоматиты | 135 |
| Минералого-geoхимические особенности флогопитоносных метасоматитов | 136 |
| Геологические факторы, определяющие локализацию месторождений флогопита | 141 |
| Заключение | 144 |
| Литература | 146 |

*Зоя Ивановна Петрова, Лия Константиновна Пожарецкая,
Валерий Моисеевич Ройзенман, Борис Михайлович Роненсон,
Владимир Александрович Утенков*

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС
АЛДАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА**

Под общей редакцией
Бориса Михайловича Роненсона

Редактор *Л. В. Нонкина*
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *И. П. Зайцева*

Сдано в набор 17 февраля 1975 г. Подписано к печати 1 октября 1975 г. МН 01581. Формат 70×
×108/16. Бумага типографская № 2. 9,5 печ. л., 13,3 усл.-печ. л. + 1 вкл., 13,7 уч.- изд. л.
Тираж 1000 экз. Заказ № 448. Цена 1 р. 37 к.

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



Цена 1 р. 37 к.

1611